F 1329

R

STUDII ŞI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE

SERIA
GEOLOGIE

1

TOMUL 11

1966

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

COMITETUL DE REDACȚIE

Redactor responsabil:

ACADEMICIAN AL. CODARCEA

Redactor responsabil adjunct

ACADEMICIAN N. PETRULIAN

Membrii:

Academician G. MURGEANU; Academician M. G. FILIPESCU;
V. IANOVICI, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România.
D. GIUȘCĂ, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România.
P. ȘOIGAN — secretar de redacție

Prețul unui abonament este de 60 lei. În țară abonamentele se fac la oficiile poștale, agențiile poștale, factorii și difuzorii voluntari din întreprinderi și instituții.

Orice comandă din străinătate (numere izolate sau abonamente) se face prin CARTIMEX, Căsuța poștală 131—135, București, Republica Socialistă România, sau prin reprezentanții săi din străinătate.

Manuscrisele, cărțile și revistele pentru schimb, precum și orice corespondență, se vor trimite pe adresa comitetului de redacție al revistei Studii și cercetări de geologie, geofizică și geografie — „Seria geologie".

APARE DE DOUĂ ORI PE AN

ADRESA REDACȚIEI
CALEA VICTORIEI Nr. 125
BUCUREȘTI

STUDII ŞI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE
SERIA
GEOLOGIE

TOMUL 11 1966 NR. 1

ORSZÁGOS MŰSZAKI DOKUMENTÁCIÓS KÖNYVTÁR

SUMAR

Pag.

M. G. FILIPESCU şi ELISABETA HANGANU, Asupra vîrstei şi orizontării stratigrafice a depozitelor neogene postsarmatice din Subcarpaţi . . . 3

V. GHIURCA şi N. FLOREI, Briozoarele tortoniene de la Delineşti şi Zorlenţul Mare (Banat). VII 15

V. MOISESCU, Contribuţii la studiul faunei de echinide din stratele de Hoia şi Mera (reg. Cluj, nord-vestul Transilvaniei) 19

DENISA LUPU, Rudişti cenomanieni de la Ohaba (Bazinul Haţeg) 29

GR. POP, Relaţii între mişcările tectonice, procesele de sedimentare şi magmatismul ofiolitic în cretacicul superior din Munţii Vîlcan (Carpaţii Meridionali) 39

LORIN R. CONTESCU, Flişul cretacic din partea de nord a Munţilor Baraoltului. 51

L. CONTESCU şi N. MIHĂILESCU, Direcţii de curent în flişul eocen dintre Valea Ialomiţei şi Valea Vărbilăului 63

NICOLAE PETRULIAN şi LIVIA STECLACI, Raportul Re : Mo în molibdenitele din România 71

V. IANOVICI şi C. IONESCU, Structura şi stratigrafia şisturilor cristaline din regiunea izvoarelor Ţibăului — Valea Coşna (Carpaţii Orientali) 77

N. PETRULIAN, LIVIA STECLACI, D. SANDU şi FL. OROVEANU, Studiul mineralogic şi genetic al zăcămîntului polimetalic de la Leşul Ursului . 91

V. IANOVICI şi AL. DIMITRIU, Legi de distribuţie a concentraţiei elementelor chimice în roci carbonatice. II. Dolomitele cristaline de la Buru (Munţii Apuseni). 105

St. şi cerc. de geol., geof. şi geogr., Seria geologie, t. 11, nr. 1, p. 1–2, Bucureşti, 1966.

V. IANOVICI, AL. DIMITRIU și CORNELIU IONESCU, Studiul geologic și geochimic al zăcămintelor de mangan Dadu și Coșna (Carpații Orientali) 115

V. IANOVICI, D. RĂDULESCU, I. BERCEA, D. CONSTANTINOFF, R. DIMITRESCU, H. KRÄUTNER, O. MIRĂUȚĂ și V. C. PAPIU, Harta metalogenetică pentru fier a teritoriului României 143

LAZĂR PAVELESCU și MARIA PAVELESCU, Cercetări geologice și petrografice în bazinul văii Jiului transilvănean și al văii Jiețului. 151

G. CIOFLICA, GH. ISTRATE, GH. POPESCU și G. UDUBAȘA, Contribuții la cunoașterea vîrstei produselor vulcanice din regiunea Hărțăgani — Trestia (Munții Metaliferi) 171

H. G. KRÄUTNER și ALEXANDRA MEDEȘAN, Metalaumontitul de la Ruschița 183

V. POMÎRLEANU și D. FILIP, Determinarea temperaturii de formare a mineralelor prin metoda decrepitării 197

H. G. KRÄUTNER, Faciesul zeolitic al metamorfismului hidrotermal banatitic și modul său de prezentare în regiunea Ruschița 207

NOTE

IUSTIN GHERMAN, Despre transgresiunea ponțianului în nordul Munteniei . . 217

GH. MĂRGĂRIT și MARIA MĂRGĂRIT, Prezența a două tipuri de roci silicioase în oligocenul de la NV de Cluj 223

M. DUMITRIU și CRISTINA DUMITRIU, Date sedimentologice privind flișul cretacic intern din Văile Moldovei, Trotușului și Teliului 233

LIVIU TURCULEȚ și DESIDERIU SOLOMON, Notă asupra prezenței genului *Livistona* Takht în miocenul Subcarpaților de pe valea Năruja 239

GHEORGHE BULGARU, Cercetări stratigrafice în bazinul văii Sălăuța 245

SMĂRĂNDIȚA ILIE și CORNELIA BIȚOIANU, Asupra prezenței speciei *Cellulasclerotes giganteous* în depozitele carbonifere de pe Valea Dragosella (Banat) 251

OVIDIU ILIESCU și M. ILIESCU, Prezența formei *Coeloma vigil* Edwards, în stratele de Valea Carelor din bazinul Maramureș. 253

R. DIMITRESCU și O. MAIER, Observații asupra fenomenului de șistozitate în partea de nord a masivului cristalin Poiana Ruscă 257

VIAȚA ȘTIINȚIFICĂ 259

RECENZII 275

ASUPRA VÎRSTEI ȘI ORIZONTĂRII STRATIGRAFICE A DEPOZITELOR NEOGENE POSTSARMATICE DIN SUBCARPAȚI

DE

M. G. FILIPESCU și ELISABETA HANGANU

55(05)

Autorii susțin că pe baze stratigrafice, biostratigrafice și litologice, seria superioară a neogenului din Subcarpați, cuprinsă între sarmațian și pleistocen, aparține pliocenului.

Această serie se divide în trei etaje : meoțian, divizat în 2—3 subetaje ; ponțian, divizat în patru subetaje (novorossian, portaferian, gețian și dacian) și etajul levantin, divizat în trei subetaje.

Între sarmațianul superior și pleistocenul din Subcarpați se întîlnește o puternică serie de depozite a căror grosime depășește uneori 2 000 m. Această serie este constituită în cea mai mare parte din sedimente detritice, conținînd spre partea superioară pronunțate nivele cărbunoase.

În întreaga serie se întîlnesc resturi de unionide și paludinide, cărora li se asociază și alte forme de lamelibranhiate și gasteropode, precum și resturi de mamifere. Din punct de vedere micropaleontologic, depozitele din această serie se caracterizează mai ales prin prezența ostracodelor.

După natura sedimentelor și a resturilor de organisme cuprinse în depozitele acestei serii, apare clar că ea s-a sedimentat într-un regim de subsidență manifestat prin variații de mediu de la marin pînă la terestru-torențial.

Din punct de vedere stratigrafic această serie este definită prin două faze de discontinuitate.

St. și cerc. de geol., geof. și geogr., Seria geologie, t. 11, nr. 1. p. 3—14. București, 1966

EVOLUŢIA PĂRERILOR ASUPRA APARTENENŢEI ŞI ORIZONTĂRII STRATIGRAFICE A SERIEI NEOGENE POSTSARMATICE

În ceea ce priveşte evoluţia părerilor asupra apartenenţei şi orizontării stratigrafice a seriei neogene postsarmatice (5), (14), (23) se pot distinge 3 faze :

faza I înainte de 1895 ;

faza a II-a între 1895 şi 1933 ;

faza a III-a din 1933 şi pînă în prezent.

Preocupările geologice din prima fază privind această serie se manifestă prin :

a) Semnalarea depozitelor din care este constituită şi denumirea lor după natura litologică şi conţinutul paleontologic ca strate de stepă (V e r n e u i l), strate de apă dulce (S p r a t t, 1857), strate de congerii şi paludine (S z a b o, 1861), strate cu congerii (B i e l z, 1864, P e t e r s şi H o f m a n n 1867—1868).

b) Încercări de paralelizare a depozitelor acestei serii cu depozite din ţările învecinate cum sînt sudul Rusiei (G r. C o b ă l c e s c u), Slovenia (P o r u m b a r u), Austria (E. B i e l z).

c) Încercări de a stabili vîrsta geologică a depozitelor din această serie, atribuindu-le pliocenului (A b i c h, F o n t a n n e s, 1887—1888 în Anuarul biroului geologic al României), miocenului (C o q u a n d, 1867, C a p e l l i n i, 1868).

d) Încercări de orizontare a seriei, ca acele făcute de P o r u m b a r u (1881—1882), C o b ă l c e s c u (1883), S a b b a Ş t e f ă n e s c u (1886), F u c h s (1894).

În faza a II-a, pe baza unor cercetări amănunţite şi bine documentate, apar lucrări valoroase legate de stabilirea vîrstei şi orizontării stratigrafice a depozitelor neogene din seria postsarmatică. Astfel sînt lucrările lui N. A n d r u s o v, S a b b a Ş t e f ă n e s c u, S a v a A t h a n a s i u, W. T e i s s e y r e, lucrări despre care se poate spune că stau şi astăzi la baza cercetării stratigrafice privind această serie.

N. A n d r u s o v, între anii 1894—1895, separă în Rusia, într-o serie sincronă cu seria neogenă postsarmatică din Subcarpaţi, orizontul cu *Dosinia*. Paralelizează acest orizont cu stratele de Kerci, cărora în 1887 I n o s t r a n t z e v şi A n d r u s o v le-a atribuit valoarea unui etaj pe care l-au denumit meotic şi pe care l-au considerat ca un etaj de trecere de la sarmaţian la stratele cu congerii. Acelaşi cercetător a atribuit stratelor cu congerii vîrsta ponţiană, considerînd ponţianul ca aparţinînd pliocenului (aşa cum susţinuse S i d o r e n k o în 1893) iar ponţianul îl separă în două : strate cu congerii la bază şi strate cu paludine la partea superioară.

În 1897 apare valoroasa lucrare a lui S a b b a Ş t e f ă n e s c u, *Etude sur les terrains tertiaires de la Roumanie* din care se desprind următoarele idei :

1. Etajul meotic reprezentat prin stratele cu dosinii aparţine sarmaţianului.

2. Etajul pontic reprezintă partea finală a miocenului şi se poate divide în trei orizonturi (inferior, mediu şi superior).

3. Influențat de concepția cercetătorilor francezi (D è p e r e t) este de părere că pliocenul ar fi reprezentat numai printr-un singur etaj — plaisancianul sau levantinul.

Bazîndu-se pe resturile de mamifere și pe asociația de moluște întîlnite în depozitele seriei neogene postsarmatice, în 1906 S a v a A t h a n a s i u (1) atribuie această serie pliocenului, în care separă trei etaje : meoțian, ponțian și levantin.

La cel de-al III-lea Congres internațional de petrol ținut la București în 1907, W. T e i s s e y r e (25), într-o sinteză asupra cercetărilor sale privind neogenul din Subcarpați, susține următoarele păreri în legătură cu depozitele neogene postsarmatice :

1. Etajul meotic trebuie atribuit pliocenului, așa cum susținea și S. A t h a n a s i u.

2. Ponțianul trebuie divizat în două etaje : un etaj inferior, care prezintă caracterele stratelor de Odesa, etajul ponțian și un etaj superior, în care se constată un amestec de faună aparținînd faciesului caspic, cu faună de facies lacustru. Este de părere că acest etaj, pentru care propune denumirea de dacian, se poate paraleliza cu stratele de Kamișburun din Rusia.

3. Atribuie levantinului stratele cu unionizi sculptați și paludine. Astfel începînd din 1907, seria neogenă postsarmatică este atribuită pliocenului și divizată în patru etaje : meoțian, ponțian, dacian și levantin.

Părerile acestor cercetători și mai ales acele ale lui S. A t h a n a s i u și W. T e i s s e y r e au fost acceptate de toți geologii români care s-au ocupat de seria neogenă postsarmatică pînă în 1933. Este de menționat faptul că s-au făcut încercări de subdiviziuni ale etajelor acestei serii de către unii geologi care lucrau în industria petrolieră (15), (16) și la Institutul geologic. Ei au încercat să stabilească nivele în aceste etaje și să semnaleze greutățile care existau în stabilirea limitei dintre ponțian și dacian (4), (5).

După 1933, geologii români și străini care s-au ocupat de neogenul postsarmatic din Subcarpați, bazați pe cercetările lor sau sub influența lucrărilor din literatură sau pe ideile exprimate în diferite reuniuni internaționale privind neogenul, au încercat să aducă modificări schemei stratigrafice stabilite prin lucrările din faza precedentă privind neogenul postsarmatic din Subcarpații României.

În 1933, S. G i l l e t (9) pe baza cercetării amănunțite a faciesurilor cuprinse în sedimentele postsarmatice din bazinele Paratethysului și a datelor cuprinse în lucrările cercetătorilor ruși, români, iugoslavi și unguri, ajunge la concluzia că formațiunile neogene postsarmatice aparțin pliocenului. În ceea ce privește orizontarea stratigrafică a acestei formațiuni, o împarte în trei etaje : meotic, pontic s. lato și levantin. În ceea ce privește ponțianul, S. G i l l e t îl divide în două subetaje, ponțianul s. str. și dacianul în care include ponțianul rus și cimerianul. În 1943 (10) susține că depozitele meoțiene și ponțiene din România, conținînd reprezentanți ai faunei de mamifere de tip Pikermi care este miocenă, ar trebui puse în miocen, iar pliocenul ar începe cu dacianul.

I. Motaș, în 1957 (17), este de părere că nivelul cu *Congeria novorosica*, socotit înainte ca aparținînd meoțianului, trebuie pus la baza ponțianului. În același timp încearcă să emită părerea că între meoțian și sarmațian există mari afinități, fapt care a contribuit ca unele orizonturi ale meoțianului să fie trecute în diferite lucrări ale unor cercetători români la sarmațian.

După pregătirea terenului pentru ideea că meoțianul trebuie scos din pliocen și introdus în sarmațian, exprimă clar această idee în lucrarea sa din 1957 (18).

În aceste lucrări, bazat pe situații stratigrafice care există în neogenul superior depus în mările care, în acea epocă, se întindeau peste ținutul corespunzător Mării Nordului, peste zona din America de Nord etc. precum și pe prezența resturilor de *Hipparion* în depozitele meotice, include meoțianul în miocenul superior.

În anul 1959, acad. prof. G. Murgeanu în colaborare cu Emilia Saulea, Gr. Popescu și I. Motaș (20), în lucrarea prezentată cu ocazia Simpozionului asupra terțiarului din România susțin că : „Plasarea limitei miocen-pliocen la noi, are același aspect ca și în alte țări, adică depinde de plasarea ponțianului la miocen sau la începutul pliocenului. După faunele de mamifere meoțianul ar reveni miocenului așa cum este acesta conceput în momentul de față". Deci, acești autori, ținînd seama de prezența resturilor de *Hipparion*, element al faunei pikermiene, socotită miocenică, atribuie meoțianul miocenului și sînt de părere că pliocenul începe cu ponțianul.

În 1962 , Ioana Pană, în autoreferatul lucrării de doctorat (21), înclină a se situa și ea pe poziția autorilor de mai sus, și anume că meoțianul ar trebui inclus la sarmațian, aducînd în sprijinul acestei păreri faptul că fauna de moluște din meoțian cuprinde elemente sarmatice și că resturile de *Hipparion* din meotic reprezintă un element paleontologic miocen.

Probleme asemănătoare s-au discutat și în diferite reuniuni internaționale, ca aceea asupra terțiarului mediteranean.

Din cele expuse pînă aici, rezultă că seria neogenă postsarmatică din Subcarpați, deși este bine definită din punct de vedere biostratigrafic, deși este situată foarte clar din punct de vedere stratigrafic, între două faze de discontinuitate bine pronunțate, formează totuși obiectul unor accentuate controverse. Aceste controverse se referă la apartenența ei stratigrafică și la stabilirea subdiviziunilor care se pot separa în această serie. *Aceste controverse se bazează în cea mai mare măsură pe paralelizări cu serii formate în condiții cu totul deosebite de acelea în care s-a format seria neogenă postsarmatică din Subcarpați și cu serii formate în regiuni foarte îndepărtate ; se bazează pe considerații teoretice, neostratigrafice, care par a nu mai ține seamă de principiile clasice ale stratigrafiei, principii care vin în contradicție cu ceea ce a fost confirmat de practică.*

Pentru a clarifica situația discutată privind formațiunea neogenă postsarmatică din Subcarpați, se impune a face o analiză succintă a elementelor de care dispunem ca rezultat al muncii noastre de teren

începută de M. G. Filipescu din anul 1924 (3). Acesta continuînd studiile asupra acestei serii neogene pînă în anul 1941, adună rezultatele într-o serie de lucrări și hărți de detaliu și generale asupra regiunii de la exteriorul Carpaților, cuprinsă între valea Dunării (Turnu-Severin) și Valea Rîmnicului Sărat (7). Din anul 1954, E. Hanganu, dînd curs recomandărilor făcute de prof. M. G. Filipescu, a început studiul pliocenului dintre valea Prahovei și valea Teleajenului în cadrul doctoratului, realizînd disertația pe care a susținut-o în 1962 (14). Din 1961 și pînă în prezent, colectivul format din M. G. Filipescu, E. Saulea, E. Hanganu și Ioana Pană avea de cercetat pliocenul dintre valea Rîmnicului Sărat și valea Dîmboviței.

Comunicarea de față se bazează numai pe rezultatele obținute de M. G. Filipescu și Elisabeta Hanganu.

ANALIZA ELEMENTELOR GEOLOGICE PRIVIND SERIA NEOGENĂ POSTSARMATICĂ DIN SUBCARPAȚI

În această analiză ne vom referi la delimitarea seriei din punct de vedere stratigrafic, la elemente litologice caracteristice, la caracterele paleontologice și la valoarea lor stratigrafică.

DELIMITAREA SERIEI DIN PUNCT DE VEDERE STRATIGRAFIC

După cum am menționat la început, seria neogenă postsarmatică din Subcarpați este cuprinsă între două discontinuități stratigrafice accentuate, manifestate prin transgresiuni și discordanțe, și anume: discontinuitatea de sedimentare dintre această serie și sarmațian la bază, discontinuitatea dintre seria neogenă postsarmatică și pleistocen la partea superioară.

Discontinuitatea inferioară se manifestă adesea prin lipsa unor orizonturi sau nivele din sarmațian sau din complexul bazal al seriei postsarmatice (meoțianul), prin transgresiunea acestei serii peste formațiuni mai vechi cum sînt miocenul inferior (Olteni — Depresiunea Drajnei), peste paleogen (peste oligocenul din Pintenul de Văleni la Telega) sau chiar peste cretacicul superior (Pietrari — Dîmbovița); prin discordanțe unghiulare foarte accentuate față de formațiunile miocene sau paleogene pe care se sprijină (Ilovăț, Pietrari, Dealul Drăgăneasa, Bușteni, Vîlcănești, Gura Vitioarei, Podeni — Matița, Apostolache etc.).

Discontinuitatea superioară se manifestă prin discordanța care există între complexul superior al seriei, pietrișurile de Cîndești, și depozitele pleistocene (13).

În legătură cu această problemă s-ar putea pune în discuție vîrsta pietrișurilor de Cîndești care după unii cercetători ar fi pleistocene (villafranchiene). În această privință, cercetările efectuate de E. Hanganu asupra pleistocenului din colinele Subcarpatice au demonstrat că pietrișurile de Cîndești cutate, din zona cutelor diapire, aparțin levantinului

superior și că ele suportă, în unele regiuni (Vîlcănești) pleistocenul cu cele trei orizonturi ale sale (inferior, mediu și superior), care se pot separa foarte distinct (13).

ELEMENTE LITOLOGICE DISTINCTE DIN SERIA NEOGENĂ POSTSARMATICĂ

Seria neogenă postsarmatică se deosebește de seriile neogene inferioare prin următoarele caractere litologice : lipsa depozitelor gipsifere și mai ales lipsa argilelor vărgate (vișinii-verzui).

În depozitele neogene, începînd de la seria de tranziție, între paleogen și miocen (stratele de Cornu), și pînă în partea bazală a sarmațianului, se întîlnesc, mai mult sau mai puțin dezvoltate, orizonturi gipsifere care constituie o trăsătură caracteristică pentru miocen. Asemenea depozite lipsesc cu totul din seria neogenă postsarmatică.

Un caracter litologic și mai important, care constituie aproape o trăsătură geochimică distinctivă între cele două serii, este prezența sau absența argilelor vărgate vișinii-verzui.

În depozitele miocene, începînd de la conglomeratele de Brebu și pînă în sarmațianul superior (chersonianul din Valea Slănicului Buzău, din Valea Rușavățul etc.) se întîlnesc frecvente intercalații de marne vărgate vișinii-verzui, care prezintă un element de afinitate pregnantă între formațiunile miocene. Acest element lipsește cu totul din seria neogenă postsarmatică, fapt care constituie o trăsătură importantă pentru stabilirea limitei dintre această serie și sarmațian (6).

CARACTERELE PALEONTOLOGICE ALE SERIEI NEOGENE POSTSARMATICE ȘI VALOAREA LOR BIOSTRATIGRAFICĂ

Întreaga serie de depozite neogene postsarmatice se caracterizează prin resturi de *Unionidae* și *Paludinidae* în diferite stadii de evoluție, cărora li se asociază la diferite nivele reprezentanți ai altor grupe de lamelibranhiate (*Dreisenssidae*, *Limnocardiidae* etc.) și gasteropode (*Hydrobiidae*, *Neritidae*, *Melanopsidae*, *Limneidae*, *Planorbiidae*, *Helicidae* etc.), precum și resturi remaniate de mamifere.

Din punct de vedere micropaleontologic, această serie se caracterizează prin prezența ostracodelor reprezentate prin numeroase genuri și specii în toate nivelele pelitice ale seriei, în timp ce foraminiferele nu sînt reprezentate decît foarte slab în baza seriei, printr-o singură specie (*Streblus beccarii*) și aceasta prin foarte puțini indivizi.

Prin acest conținut paleontologic și micropaleontologic, seria neogenă postsarmatică se deosebește încă de la baza ei de seria sarmatică, apărînd un prag paleontologic și miocropaleontologic între cele două serii, prag existent și în Bazinul Vienei așa cum figurează prof. A. P a p p în tratatul său de stratigrafie (22). Conținutul în resturi de moluște și de ostracode arătat se poate separa în asociații, care caracterizează diferite orizonturi ale seriei, permițînd în felul acesta să se stabilească în această serie etaje

și subetaje. Prin conținutul în resturi de moluște și de ostracode se pune în evidență caracterul acvatic : marin, salmastru și dulcicol al depozitelor din seria neogenă postsarmatică. *Pentru acest motiv se impune ca numai asociațiile de resturi aparținînd viețuitoarelor acvatice să aibă cuvînt hotărîtor în precizarea vîrstei acestei serii și în stabilirea subdiviziunilor sale și a vîrstei acestor subdiviziuni.*

Plecînd de la aceste considerații vom trece la a face unele precizări stratigrafice asupra seriei neogene postsarmatice.

Prin pragul paleontologic și micropaleontologic care există între această serie și seria sarmatică, coroborînd acest important caracter cu existența discontinuității foarte accentuate care există între aceste două serii și cu lipsa din seria neogenă postsarmatică a marnelor vărgate vișinii-verzui, trăsătură geochimică distinctivă pentru miocen, *afirmăm că seria neogenă postsarmatică nu aparține miocenului, ci pliocenului, timpului în care s-a desăvîrșit evoluția unionidelor și a paludinidelor.*

Prezența resturilor de mamifere (*Hipparion*, *Acerateriu*m, *Gazella*, *Deinotherium* și *Mastodon*) în depozitele seriei neogene postsarmatice (pliocen), a resturilor unor animale, dintre care unele au trăit numai în miocen (*Acerateriu*m), altele au trăit în miocen și pliocen (*Hipparion* (?), *Mastodon*, *Deinotherium*), iar altele apar în pliocen și dăinuiesc pînă astăzi (*Gazella*), nu contrazice afirmația că seria neogenă postsarmatică aparține pliocenului.

Micile contradicții care s-ar putea ivi, cum sînt acelea ridicate de prezența resturilor de *Aceratherium* în unele depozite ale meoțianului, nu pot avea nici o greutate, deoarece nu se știe din ce formațiune geologică a putut fi remaniat acest rest de *Aceratherium* care s-a întîlnit în depozite de la baza seriei neogene postsarmatice. Încercările de a include meoțianul la sarmațian pe baza resturilor de *Hipparion* pe care le conține nu pot fi luate în considerare, pentru că resturi de *Hipparion* se întîlnesc și în depozite care se situează la diferite nivele din întreaga serie pe care o atribuim pliocenului. Mai mult, după părerile recente ale cercetătorilor americani, apariția acestui ecvid ar marca începutul pliocenului (8).

Ținînd seama că numai asociațiile de faună acvatică sînt singurele îndreptățite a fi luate în considerație pentru a stabili diviziuni în interiorul unei serii marinolacustre, cum este cea neogenă postsarmatică (pliocenă), putem stabili în această serie trei complexe care corespund la trei etaje.

Complexul inferior, caracterizat prin :

Diminuarea frecvenței resturilor de foraminifere din sarmațian, mergînd pînă la dispariția acestora.

Dezvoltarea ostracodelor.

Prezența congeriilor carenate și necarenate.

Lipsa limnocardiidelor.

Prezența dosiniilor și pirenelelor.

Prezența limneidelor reprezentată prin genurile *Limneus* și *Radix*.

Acest complex faunistic caracterizează etajul meoțian, care după unii autori se împarte în două etaje, iar după alții în trei.

Complexul mijlociu este caracterizat prin :

Dispariția totală a foraminiferelor.

Accentuarea dezvoltării frecvenței și variabilității ostracodelor.

Dezvoltarea congeriilor, dintre care unele (*Congeria rumana*, *Congeria rhomboidea*) ating talii foarte mari.

Apariția și dezvoltarea frecvenței și variabilității limnocardiidelor.

Dezvoltarea frecvenței și variabilității viviparidelor.

Dispariția dosiniilor și piranelelor.

Apariția și dezvoltarea frecvenței și variabilității valencienesiilor dintre limneide.

Pe baza acestor trăsături biostratigrafice din acest complex stabilim al II-lea etaj al pliocenului, pe care îl numim ponțian și căruia îi corespund cei doi termeni din diviziunea stabilită de T e i s s e y r e : ponțianul și dacianul.

Conținutul paleontologic corespunzător acestui etaj se separă în asociații faunistice pe baza cărora am divizat etajul ponțian, așa cum este conceput de noi, în patru subetaje, și anume :

Subetajul I (inferior) caracterizat prin dominarea speciei *Paradacna abichi*, cuprinsă în argile cenușii sau în lumașele de tipul calcarelor de Odesa, așa cum se vede la Sibiciu, Pietrari etc. Pentru acest subetaj, în care pe lîngă *Paradacna abichi* se întîlnesc și numeroase resturi de *Valenciennensis*, păstrăm denumirea de *novorossian* dată de M. P. S t e v a n o v i c i (24).

Subetajul al II-lea este caracterizat prin prezența speciei *Congeria rhomboidea* și este deja denumit *portaferian* (24).

Subetajul al III-lea este caracterizat prin prezența diferitelor varietăți ale speciei *Phyllocardium*. Pentru partea superioară a acestui etaj s-a propus de către M a c a r o v i c i și colab. (19) numele de *getian*. Noi propunem ca numele de getian să fie atribuit întregului complex caracterizat prin speciile genului *Phyllocardium*, deci pentru cel de-al III-lea subetaj al ponțianului.

Al IV-lea subetaj (superior) se definește prin dezvoltarea remarcabilă a pachidacneelor și viviparelor și prin prezența stratelor de lignit. Acest subetaj corespunde cu ceea ce T e i s s e y r e a separat, ca un etaj al pliocenului, dacianul, și care corespunde în parte cu *cimmerianul* geologilor ruși. Pentru acest subetaj noi propunem să se păstreze denumirea de dacian pe care a avut-o etajul creat de T e i s s e y r e.

Această propunere de diviziune a ponțianului este făcută pe baza faptului că toate cele patru subetaje cuprind elemente comune, cum sînt prezența limnocardiidelor și a valencienesiilor, deosebindu-se între ele prin dominarea unora sau altora din elementele care intră în conținutul paleontologic și micropaleontologic al ponțianului.

Complexul superior al pliocenului, levantinul, este caracterizat prin :

Prezența unionizilor sculptați și a paludinelor carenate și ornate, semn al evoluției foarte avansate a acestor grupe de moluște.

Încetarea prezenței valencienesiilor și, în cele mai multe regiuni din țară, și a limnocardiidelor.

Micșorarea frecvenței ostracodelor.

COLOANA STRATIGRAFICĂ A SERIE (P)

ORIZONTARE

FAUNA

SUCCESIUNEA UNIONIDELOR, VIVIPARELOR, LIMNOCARDIIDELOR ȘI VALENCIENNESIILOR

UNIONIDAE | PALUDINIDAE | VALENCIENNESII | LIMNOCARDIIDAE

SERIA NEOGENĂ SUPERIOARĂ ÎN CARE SE DESĂVÎRȘEȘTE EVOLUȚIA UNIONIZILOR ȘI VIVIPARELOR (P)

CUATERNAR

e

LEVANTIN — compl. sup. în general fără sau cu foarte rari CARDIIDAE (P_2) (−,±)

ORIZ. PSAMITO-PSEFITIC (P_{3b}) — PIETRIȘURILE DE CÎNDEȘTI

m

m

H

Unionizi sculptați
Viviparus mamatus

ORIZ. ARGILOS P_{3a}

Unionizi sculptați
Viviparus rumanus
Viviparus dezmanianus
Viviparus bifarcinatus stricturatus
Viviparus rudis
Viviparus turgidus pilari
Viviparus turgidus turgidus

PONȚIAN — compl. median cu CARDIIDAE (+) (P_2)

ORIZ P_{2d} CU PROSODACNE ȘI PACHIDACNE

Unio sturdzae
Unio rumanus
Viviparus rumanus
Viviparus bifarcinatus
Viviparus argesiensis
Viviparus popescui
Viviparus achatinoides

CHIMERIAN — DACIAN

ORIZ. P_{2c} CU PHILLOCARDIUM

d

Hyriopsis krausi
Unio rumanus
Viviparus neumayeri
Viviparus achatinoides

GEȚIAN

ORIZ. P_{2b} CU CONGERII MARI (RHOMBOIDEA)

Unio rumanus
Viviparus neumayeri
Viviparus achatinoides

PORTAFERRIAN

ORIZ. P_{2a} CU PARADACNA ȘI VALENCIENNESII

Viviparus achatinoides
Unio sp.

A?

NOVOROSIAN

MEOȚIAN — complinf fără CARDIIDAE (−) (P_1)

P_{1c}

G

H

Psilunio subhornensis
Psilunio subrecurvus
Unio subatavus
Anodonta branderbergi
Hyriopsis sp.
Viviparus moldavicus

P_{1a-b}

Unio moldavicus
Psilunio subhornensis
Unio subatavus

SARMAȚIAN
M_3

FORAMINIFERA

LIMNOCARDIIDAE VALENCIENNESII

OSTREA CODA

LEGENDA

- marne
- argile
- nisipuri
- pietrișuri
- lignit
- frunze încărbonizate
- tufuri vulcanice
- sticlă vulcanică și amfiboli
- d-Deinotherium m-Mastodon e-Elephas
- Gazella
- Hypparion
- Acerotherium

MAMIFERE

Fig. 1. — Orizontarea stratigrafiei neogenului superior în România.

Frecvența destul de accentuată a helicidelor, planorbiidelor și a unor limneide (*Limneus*).

În acest etaj se pot separa trei orizonturi : un orizont argilos la bază, în care s-au întîlnit, între Valea Buzăului și Valea Milcovului, resturi

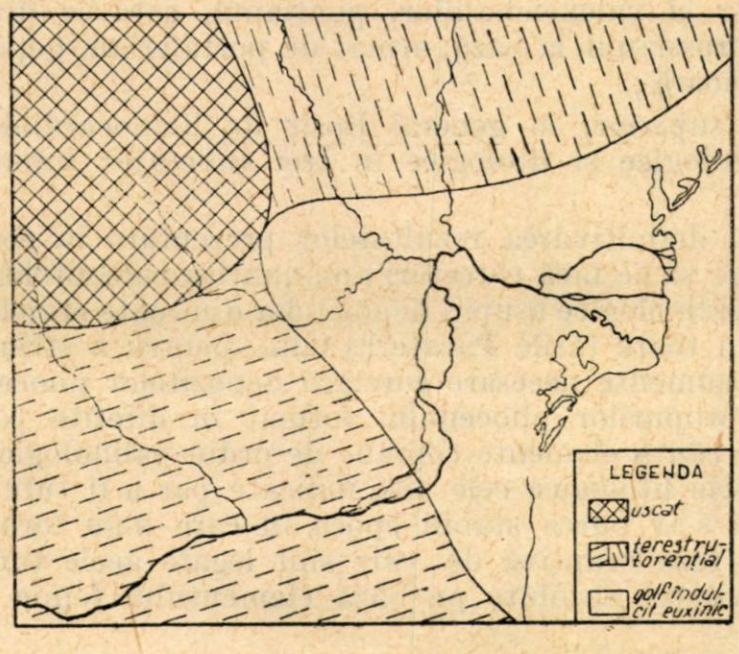


Fig. 2. — Schiță paleogeografică a zonei de curbură a Carpaților și Precarpaților în levantinul inferior.

de limnocardiide mici[1], urmat de un orizont mijlociu nisipos, iar orizontul al treilea, cel superior, este format din pietrișuri torențiare, pietrișurile de Cîndești (fig. 1).

Prezența limnocardiidelor în baza levantinului dintre Valea Buzăului și Valea Milcovului a fost explicată de M. G. Filipescu[2], ca fiind legată de întinderea, în timpul levantinului inferior, sub forma unui golf a Bazinului Euxinic peste zona depresionară din Subcarpați cuprinsă între valea Buzăului și valea Milcovului (fig. 2).

★

Din cele expuse în comunicarea de față se pot desprinde următoarele concluzii :

1. Seria neogenă postsarmatică, socotită ca fiind formată în timpul cînd s-a desăvîrșit evoluția unionidelor și viviparidelor trebuie atribuită pliocenului.

---

[1] G. Paliuc, *Raport geologic* (1936), Arhiva Ministerului petrolului, și colectivul I. Pană — H. Bönig, Comunicare făcută la Fac. geologie, octombrie 1966.

[2] M. Filipescu, Discuții la comunicarea I. Pană—H. Bönig, oct. 1966.

2. După caracterele biostratigrafice, această serie se împarte în trei etaje :

— etajul inferior, lipsit de limnocardiide, meoţianul, care este divizat în două sau trei subetaje ;

— etajul mijlociu, care este caracterizat prin prezenţa accentuată a limnocardiilor şi valencienesiilor, ponţianul, care se divide în patru subetaje : novorossianul, la bază, urmat de portaferian, geţian şi dacianul la partea superioară ;

— etajul superior, în general lipsit de limnocardiide, divizat pe criterii paleontologice şi litologice în trei subetaje : inferior, mediu şi superior.

3. Pentru definitivarea rezultatelor prezentate în comunicarea de faţă este necesar să se facă cercetări amănunţite paleontologice, micropaleontologice şi palinologice asupra depozitelor din toate etajele şi subetajele pliocenului şi în toate ţările Paratethysului, pentru a strînge numeroase şi elocvente documente necesare corelării depozitelor pliocenului. Pentru corelarea stratotopurilor pliocenului format în diferite părţi ale lumii se impune a se căuta elemente comune de ordin palinologic sau litologic. Dintre elementele litologice cele mai indicate par a fi tufurile vulcanice pe baza cărora s-ar putea stabili epoca în care s-au format depozitele cercetate după faza eruptivă de care sînt legate acele tufuri sau după determinarea vîrstei absolute pe baza elementului femic sau leucocrat din tufuri.

BIBLIOGRAFIE

1. Athanasiu Sava, *Clasificarea terenurilor neogene şi limita stratigrafică între Miocen şi Pliocen în România, Volumul omagial profesor Petru Poni*, Iaşi, 1906.
2. Eberzin A. G., *Molioski voprosî teoreticeskoi i prikladnoi malakologhii*, Tezisî dokladov (sbornik vtoroi), Izdatelstovo „Nauka" Moscova — Leningrad, 1965.
3. Filipescu M. G., *Cercetări geologice în regiunea Drăgăneasa Jud. Prahova*, D.d.S. Instit. geol. rom., Bucureşti, 1930 (1925—1926), **XIV**.
4. — *Note preliminaire sur les recherches géologiques dans la région comprise entre la Valea Teleajenului et la Valea Doftanei..*, C. R. Inst. Géol. Roum., Bucureşti (1930), **XIX**-1933.
5. — *Cercetări geologice între valea Teleajenului şi valea Doftanei*, Teză de doctorat, Bucureşti, 1934.
6. — *Etude Géologique de la région comprise entre les Vallées du Teleajen et du Birsa Mare*, C. R. Inst. Géol. Roum., Bucureşti, 1940, (1934—1935), **XXIII**.
7. — *Recherches géologiques sur le NW de l'Oltenie*. Bull. Soc. Roum. Geol., Bucureşti, 1942, **V**.
8. Ghenea Constantin, *Studiul depozitelor pliocene dintre valea Prutului şi valea Bîrladului*, (Disertaţie şi autoreferat), Bucureşti, 1966.
9. Gillet Suzette, *Essai de Synchronisme du Miocène supérieur et du Pliocène dans l'Europe Centrale et Orientale*, Bull. Soc. Géol. de France, 5e Série, Paris, 1933, **III**.
10. — *Les Limnocardiides des couches a Congéries de Roumanie*, Mem. Instit. Geol. Rom., Bucureşti, 1942, **IV**.
11. Hanganu Elisabeta, *Date preliminare asupra stratigrafiei Pliocenului dintre V. Varbilăului şi V. Prahovei*, An. Univ. „C. I. Parhon", seria Şt. Nat., 1960—1961, **X**, *27*.
12. — *Specii ale genului Valenciennesia întîlnite în Pliocenul dintre V. Teleajenului şi V. Prahovei*, St. şi cerc. de geol., geofiz. şi geogr., seria geologie, Bucureşti, 1961, **VI**, *4*.

13. — *Asupra limitei Pliocen-Pleistocen în regiunea dintre Văile Teleajen și Prahova*, St. și cerc. de geol., geofiz. și geogr., seria geologie, București, 1962, **VII**, *34*.
14. — *Stratigrafia Pliocenului dintre Văile Teleajen și Prahova* (Teză de doctorat și autoreferat), București, 1962.
15. Krejci Graf K., *Die rumänischen Erdöllangerstätten*. Brennstoff, Geologie, Stuttgart, 1929, *1*.
16. Krejci Graf K.u. Wenz W., *Stratigraphie und Paläontologie des Obermiozäns und Pliozäns der Muntenia* (*Rumänien*), Zeitschrift der deutschen Geol. Gesellschaft, Stuttgart, 1931, **83**, *2*.
17. Motaș I., *Pontianul din Bazinul Râului Alb-Valea Dîmboviței*, Bul. Inst. Petrol, Gaze și Geologie, 1957—1960, **VI**.
18. — *Date noi cu privire la corelarea Miocenului*, D.d.s. Inst. geol., București, 1962, XLIV (1956—1957).
19. Macarovici N. și colab., *Stratigrafia Pliocenului din Bazinul Dacic*, St. și cerc. de geol., geofiz. și geogr., seria geologie, 1965, *2*.
20. Murgeanu G. și colab., *Stadiul actual al problemelor de stratigrafie a Terțiarului din R.P.R.*, St. și cerc. de geol., geofiz. și geogr., seria geologie, București, 1960, **V**, *2*.
21. Pană I., *Studiul stratigrafic al Pliocenului dintre Văile Buzău și Slănic* (Teză de doctorat și autoreferat), București, 1962.
22. Papp A., *Handbuch der stratigraphischen Geologie* (*Tertiar*), Stuttgart, 1959, **I**, partea 1.
23. Ștefănescu Sabba, *Etude sur les terrains tertiaires de Roumanie* (*Stratigraphie*), Teză de doctorat, Lille, 1897.
24. Stevanovici P. M., *Das Neogen in Jugoslawien in seinen Beziehungen zum Wiener Becken*, Mitt. der Geolog. Gesellschaft, Viena, 1959, **52**, *1*.
25. Teisseyre W., *Über die Maeotische, Pontische und Dakische Stufe in den Subkarpathen der östlichen Muntenia*, A. Inst. Geol., 1908, **II**.

Catedra de paleontologie, Universitatea București

Primit în redacție la data de 2 febr. 1966

BRIOZOARELE TORTONIENE DE LA DELINEȘTI ȘI ZORLENȚUL MARE (BANAT). VII

DE

V. GHIURCA și N. FLOREI

55(05)

Autorii semnalează pentru prima dată prezența unei faune de briozoare din depozitele tortoniene de la Zorlențul Mare și Delinești. Au fost determinate un număr de 25 de specii de briozoare, din care trei specii sînt pentru prima dată citate în fauna de briozoare din țara noastră.

Printre punctele fosilifere clasice pentru depozitele tortoniene din Banat se semnalează și localitățile Zorlențul Mare și Delinești de unde a fost determinată o bogată și variată macro- și microfaună (5) [1].

Probele recoltate din aceste puncte, pentru analizele microfaunistice au pus în evidență prezența unei faune de briozoare, care deși nu este bogată, totuși merită a fi semnalată, deoarece constituie un element nou pentru fauna fosilă a acestei regiuni.

Din vecinătatea comunei Zorlențul Mare au fost recoltate două probe care conțin și forme de briozoare. Prima probă a fost recoltată de pe Valea Rea, din locul denumit „Izvorul lui Mirel", unde tortonianul aflorează ca un mic petic dispus transgresiv peste cristalinul Semenicului. Stratul fosilifer este situat în partea superioară a profilului deschis aici și este alcătuit din nisipuri marnoase gălbui. Proba a doua, mai bogată în briozoare, a fost recoltată din orizontul de marne nisipoase cenușii, care apare în profilul de pe Pîrîul Izvoarelor.

Din împrejurimile comunei Delinești de pe Valea Ursului, din locul denumit „Ogașul Țiganilor", a fost luată o a treia probă, care conține fauna cea mai bogată de briozoare întîlnită pînă în prezent în această regiune. Proba a fost recoltată din orizontul de marne cenușii-gălbui (15).

---

[1] F l o r e i N. și B ă l u ț ă C., *Date noi asupra faunei tortoniene de la Zorlențul Mare (Banat)* (în manuscris).

Din punct de vedere stratigrafic, depozitele care conţin faunele de briozoare aparţin tortonianului superior, care aici îmbracă un facies litoral-neritic cu unele slabe tendinţe spre faciesul recifal.

Pînă în prezent în Banat, numai Jekelius menţionează prezenţa briozoarelor, însă numai în cadrul depozitelor sarmaţiene de la Soceni.

În general, faunele de briozoare găsite la Delineşti şi Zorlenţul Mare sînt destul de sărace în specii, mai ales dacă le comparăm cu faunele semnalate în alte regiuni din ţară (6), (9), (10) [2] totuşi fiind destul de bine păstrate merită a fi menţionate. Abundenţa cea mai mare de forme o deţine Delineşti cu 18 specii, urmată de Zorlenţul Mare cu 10 specii.

Analizînd global fauna de briozoare găsită în ambele localităţi, (tabelul nr. 1) reiese că au fost determinate 25 de specii care aparţin ordi-

Tabelul nr. 1

Briozoarele tortoniene de la Delineşti şi Zorlenţul Mare

Nr. crt.	Denumirea speciilor	Frecvenţa	Delineşti	Zorlenţul mare	Răspîndirea în alte localităţi				
					Lăpugi Buituri	Coşteiul de sus	Lopadea veche (Aiud)	Tusa-Preuteasa (Şimleu)	Ţara Chioarului (Baia Mare)
1	*Crisia hörnesi* Reuss 1847	r	x	x	x	x	x	x	x
2	*Crisia elongata* Milne-Edwards 1838	m	x	—	—	—	—	x	x
3	**Entalophora pulchella* (Reuss 1847)	r	x	—	—	—	—	—	—
4	*Berenicea congesta* (Reuss 1847)	r	—	x	x	x	x	x	x
5	*Diplosolen obelium* (Johnston 1847)	r	x	—	—	x	—	—	x
6	*Ybselosoecia typica* (Manzoni 1877)	m	x	—	—	—	x	—	x
7	*Ybselosoecia seriatopora* (Manzoni 1878)	m	x	—	x	—	—	—	—
8	*Idmidronea atlantica* (Manzoni 1877)	r	x	—	—	—	x	x	x
9	*Pleuronea pertusa* (Reuss 1847)	r	—	x	x	x	x	x	x
10	*Tubulipora phalangea* Couch 1844	r	—	x	—	—	x	x	x
11	*Tervia vibicata* Manzoni 1877	r	—	x	x	x	x	x	x
12	*Tervia irregularis* (Meneghini 1844)	r	x	—	x	x	x	x	x
13	*Hornera verrucosa* Reuss 1866	r	—	x	x	—	—	x	x
14	*Lichenopora deformis* (Reuss 1847)	r	x	—	x	x	x	x	x
15	*Ceriopora cylindrica* Reuss 1847	r	x	—	—	x	—	—	x
16	*Ceriopora globulus* Reuss 1847	m	—	x	x	x	x	x	x
17	**Acanthodoesia savartii* f. *texturata* (Reuss 1847)	m	x	—	—	—	—	—	—
18	*Cupuladria haidingeri* (Reuss 1847)	f	x	x	x	x	x	—	—
19	*Cupuladria canariensis* (Busk 1859)	m	x	—	x	x	x	—	—
20	*Cellaria fistulosa* Auct.	r	x	—	x	—	x	x	x
21	*Porella helleri* (Reuss 1869)	m	x	—	—	x	—	—	x
22	*Sertella cellulosa* (Linné 1767)	r	x	x	x	x	x	x	x
23	*Sertella rubeschii* (Reuss 1847)	r	—	x	—	x	x	x	x
24	**Metrarabdotos canui* Buge et Galophim 1963	m	x	—	—	—	—	—	—
25	*Schismopora aviculifera* (Manzoni 1877)	r	x	—	x	x	x	x	x

r, 1-4 buc; m, 5—9 buc.; f, peste 10 buc.; * specie nouă pentru fauna României

[1] Ghiurca V. şi Duşa A., *Briozoarele tortoniene de la Coşteiul de Sus, VIII* (în manuscris).

nului *Cyclostomata* în proporție de 64% (16 specii) și ordinului *Cheilostomata* în proporție de 36% (9 specii). Acest raport procentual inversat ne indică o situație nemaiîntîlnită în formațiunile tortoniene de la noi din țară. Raportul normal pentru tortonianul din Transilvania este de 64% cheilostomate și 36% ciclostomate. Predominarea formelor de ciclostomate față de cheilostomate poate fi explicată în cazul de față numai prin condițiile mai bune de fosilizare și de păstrare a coloniilor rămuroase de ciclostomate, față de formele în general fragile și incrustante de cheilostomate, care în majoritatea lor au fost probabil distruse.

Din punct de vedere sistematic ciclostomatele determinate se încadrează într-un subordin, două diviziuni, nouă familii, 12 genuri care cuprind 16 specii. Cheilostomatele se încadrează în două subordine, două diviziuni, șapte familii, șapte genuri care cuprind nouă specii.

În ceea ce privește frecvența numerică a speciilor este de remarcat faptul că, deși raportul procentual *Cyclostomata—Cheilostomata* este tocmai invers, totuși cele mai frecvente forme sînt speciile de *Cheilostomata.*

Asociația de briozoare din Banat prezintă afinități evidente cu alte asociații determinate la noi în țară. Ordinea de afinitate ar fi următoarea: Țara Chioarului (Baia Mare), urmată de Lopadea Veche (Aiud), Tusa-Preuteasa (Șimleu), Coștei și Lăpugi-Buituri.

Toate speciile de briozoare determinate de la Delinești și Zorlențul Mare *sînt noi pentru fauna tortonianului din Banat,* iar dintre acestea speciile de *Entalophora pulchella* Reuss, *Acanthodoesia savartii* f. *texturata* Reuss și *Metrarabdtos canui* Buge et Galophim *sînt noi pentru fauna fosilă de briozoare a României.*

Alături de formele de briozoare și în asociație cu ele menționăm ca prezente moluște și foraminifere. Și aici, ca și în alte regiuni cu faune de briozoare, apar foarte frecvent formele de *Amphistegina haurie* d'Orb., *Heterostegina costata* d'Orb., la care se adaugă coralieri și viermi, forme care preferă faciesurile recifale și telerecifale.

Prezența speciilor care au reprezentanți și în mările actuale, cum ar fi *Cupuladria canariensis* Busk, *Idmidronea atlantica* Manzoni, *Tervia irregularis* Meneghini, *Porella cervicornis* Pallas, ne permite să reconstituim condițiile paleoecologice și paleogeografice ale mării tortoniene din Banat.

Forma de *Cupuladria canariensis* Busk ne furnizează relații asupra adîncimii mediului marin, indicînd valori cuprinse între 10 și 100 m. Temperatura mediului marin era cuprinsă între 23 și 31°C iar salinitatea varia între 28 și 37‰. Alături de celelalte forme cu descendenți în mările actuale, ea ne indică un climat tropical și subtropical.

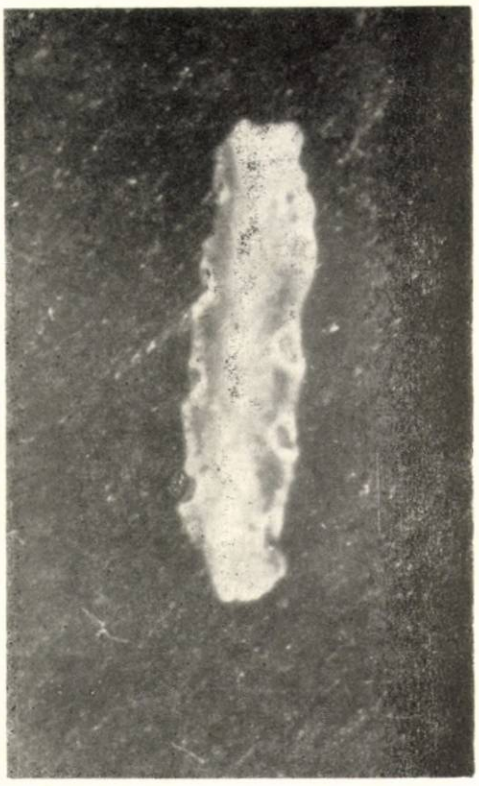
BIBLIOGRAFIE

1. Buge E., *Les Bryozoaires du Néogène de l'Ouest de la France,* Mém. du Museum National d'Histoire Naturelle, Seria C, Paris, 1957, VI.
2. Buge E. et A. M. Galophim de Carvalho, *Révision du genre Metrarabdotos, Canu 1914 (Bryozoa, Cheilostomata),* Revista da Faculdade de Cienicias de Lisboa, 1963.
3. Canu F. a. Basler R. S., *North American Later Tertiary and Quaternary Bryozoa,* Smithsonian Institution, Bulletin *125,* Washington, 1923.

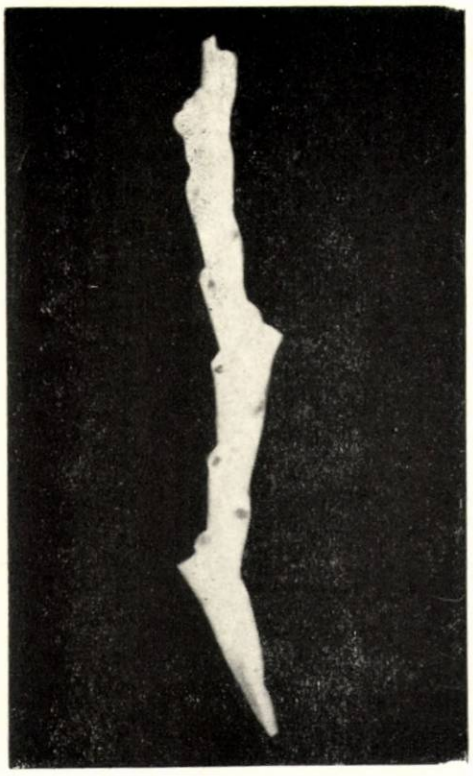
4. Feofanova Iu M., *K izuceniu verhnetreticinih misanok Moldavii i Krima*, Biull. Mosk. ob-va isp. prir. otd. gheologhii, Moscova, 1953, **XXVII**.
5. Florei N., *Contribuţii la cunoaşterea faunei miocene de la Zorlenţul Mare (Banat)*, St. şi cerc. de geol., Bucureşti, 1961, **VI**, *4*.
6. Ghiurca V., *Bryozoarele tortoniene din „Ţara Chioarului" (Baia-Mare)*, St. şi cerc. de geol., Bucureşti, 1961, **VI**, *4*.
7. — *Revizuirea taxonomică a Bryozoarelor de la Lăpugi şi Buituri* publicate de A. Kcoh, II, Studia Univ. Babeş-Bolyai, Cluj, 1961, Seria I, 1.
8. — *Revizuirea taxonomică a Bryozoarelor eocen-superioare din NW Transilvaniei*, publicate pînă în prezent III, *idem*, Cluj, 1962, *2*.
9. Ghiurca V. şi Nicorici E., *Bryozoarele tortoniene de la Preuleasa-Tusa* (Bazinul Sălaj) IV, *idem*, Cluj, 1963, *1*.
10. Ghiurca V., *Briozoarele tortoniene de la Lopadea-Veche*, V, *idem*, Cluj, 1964, *1*.
11. Kühn O., *Die Bryozoen der Retzer Sande*, Sitzungsber. der Österr. Akad. der Wissen., Viena, 1955, Secţia 1, **164**, *4*, *5*.
12. Lagaaij R., *The Pliocene Bryozoa of the Low Countries*, Mededelin van de Geologische Stichting. Maastricht, 1952, Serie C., **V**, *5*.
13. — *Cupuladria canariensis (Busk) portrait of a Bryozoan*, Paleontology, Londra, 1963, **6**, partea 1.
14. Malecky J., *Bryozoa from the Central Carpathians between Grybów and Dukla*, Prace Geologiczne, Varşovia, 1963, **16**.
15. Pop E., *Neogenul şi cuaternatul dintre V. Timişului şi V. Pogănişului*, Bul. Inst. de Mine Petroşani, Petroşani, 1959, **11**.

Universitatea Babeş-Bolyai Cluj

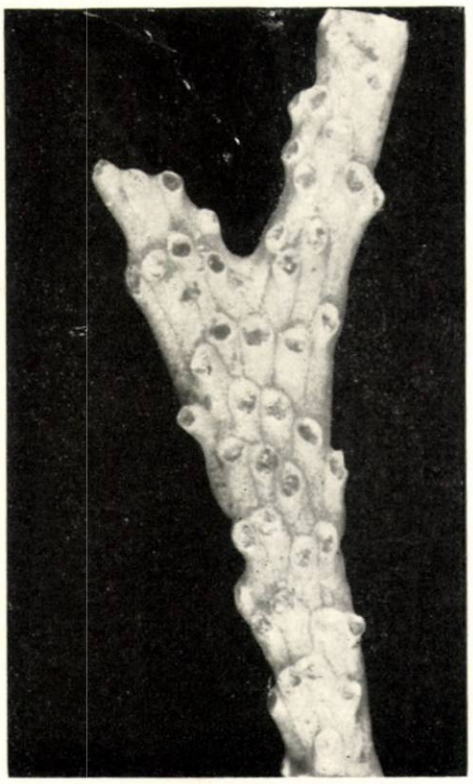
Primit în redacţie la data de 9 martie 1965



1



2

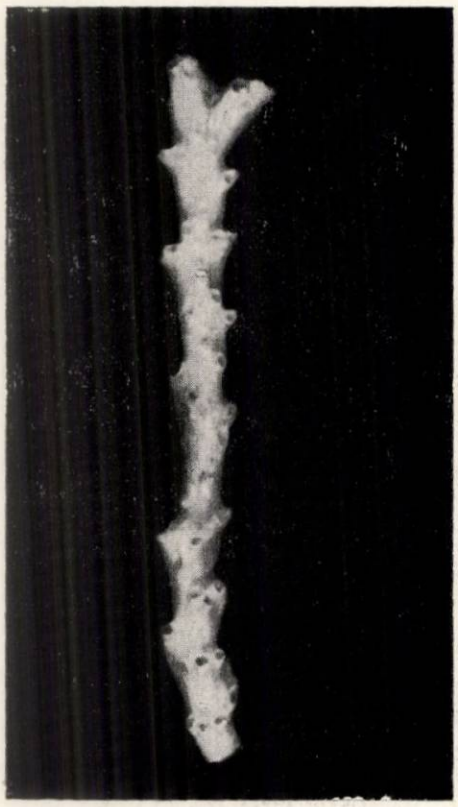


3

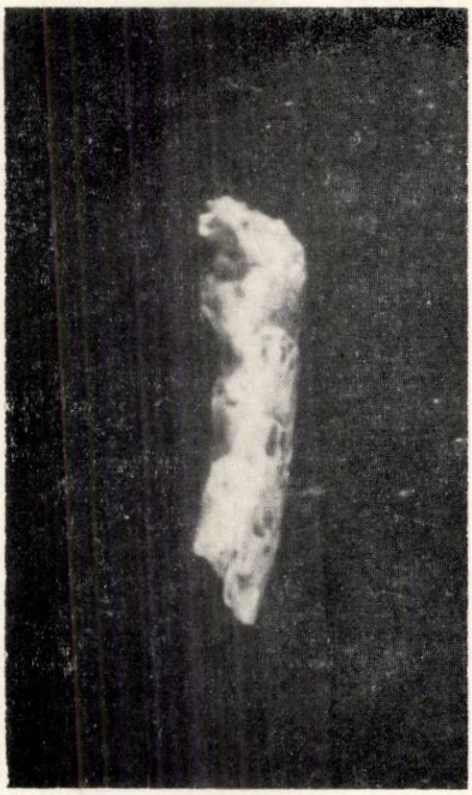
Fig. 1. — *Crisia hörnesi* Reuss 1847, × 31

Fig. 2. — *Crisia elongata* Milne Edwards 1838, × 22

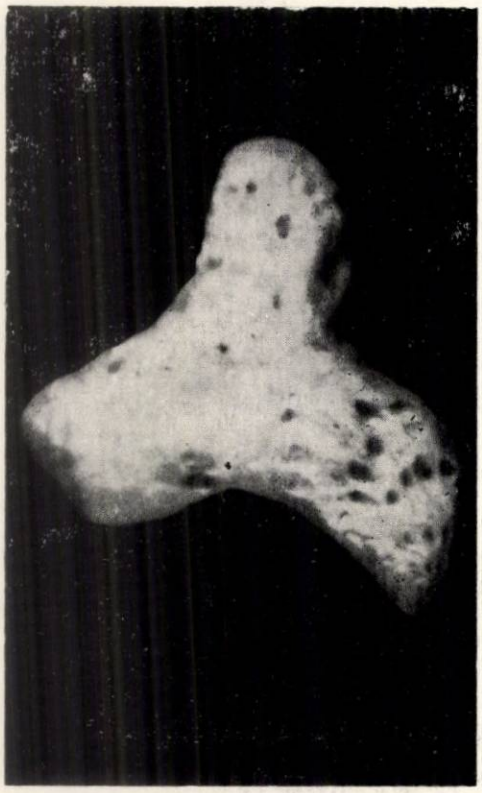
Fig. 3. — *Ybselosoecia typica* Manzoni 1877, × 11



4



5

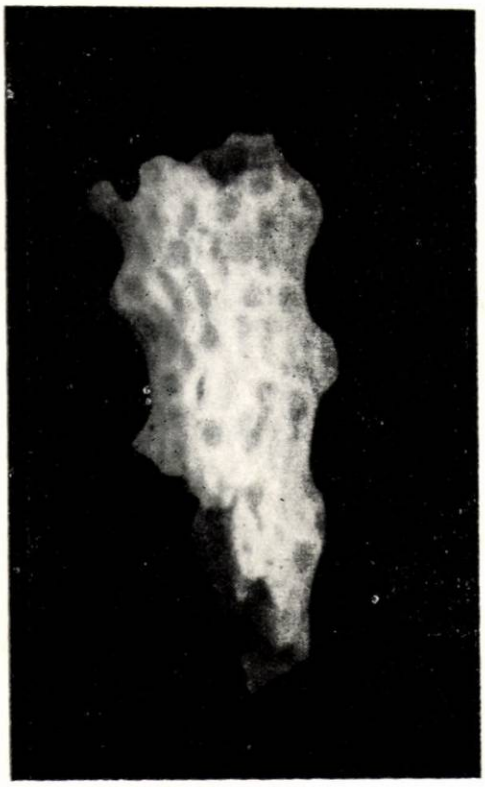


6

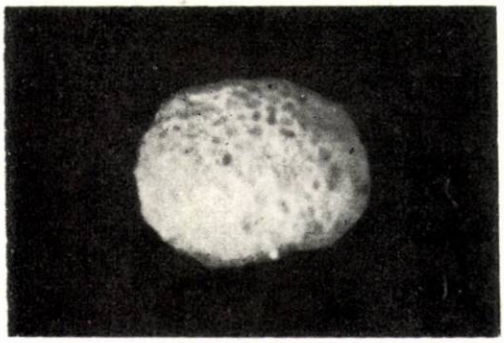
Fig. 4. — *Tervia irregularis* Meneghini 1844, × 13

Fig. 5. — *Idmidronea atlantica* Manzoni 1877, × 23.

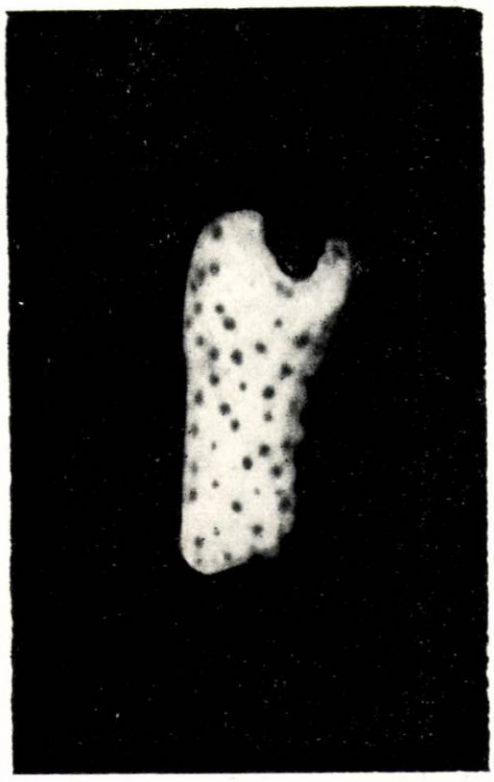
Fig. 6. — *Pleuronea pertusa* Reuss 1847, × 25.



7



8

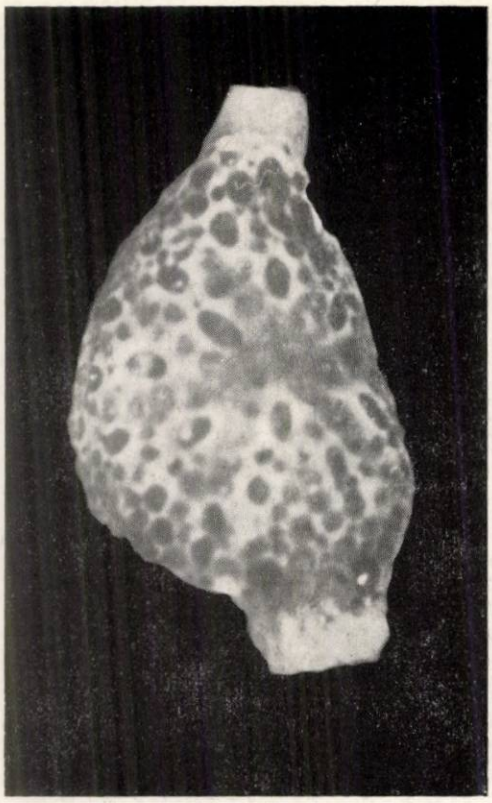


9

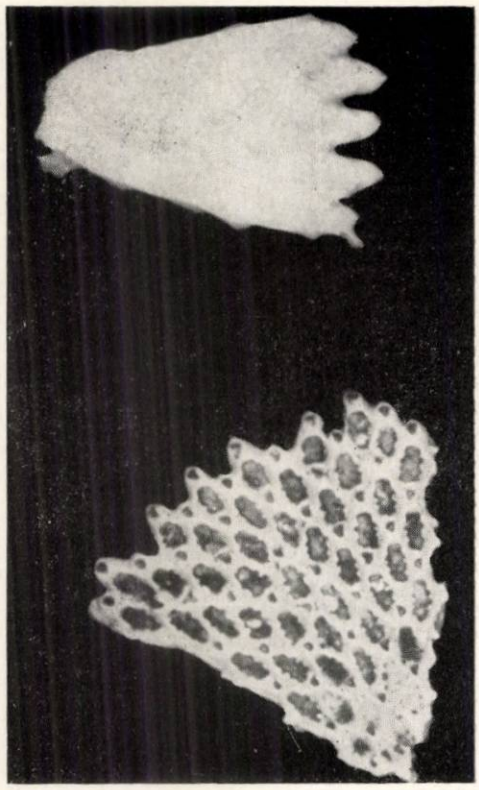
Fig. 7. — *Hornera verrucosa* Reuss 1866, × 33

Fig. 8. — *Ceriopora globulus* Reuss 1847, × 20

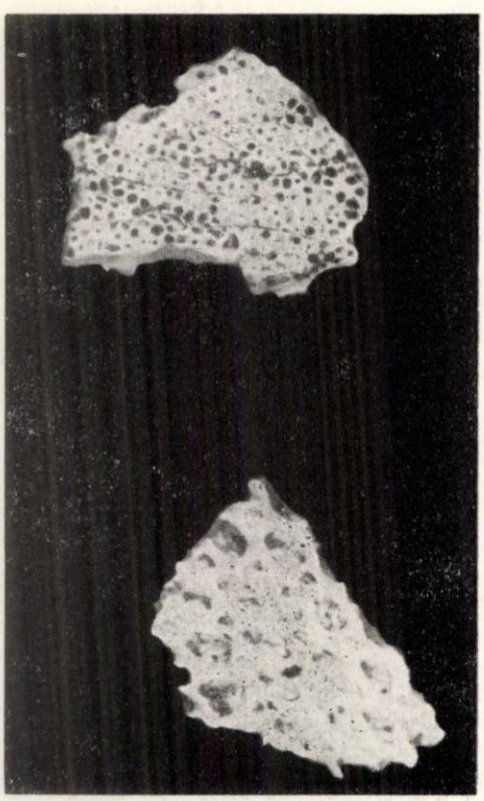
Fig. 9. — *Ceriopora cylindrica* Reuss 1847, × 45



10



11

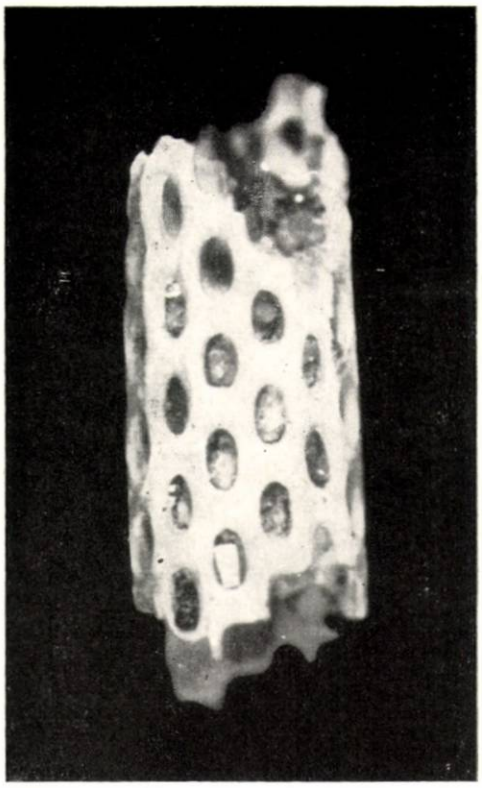


12

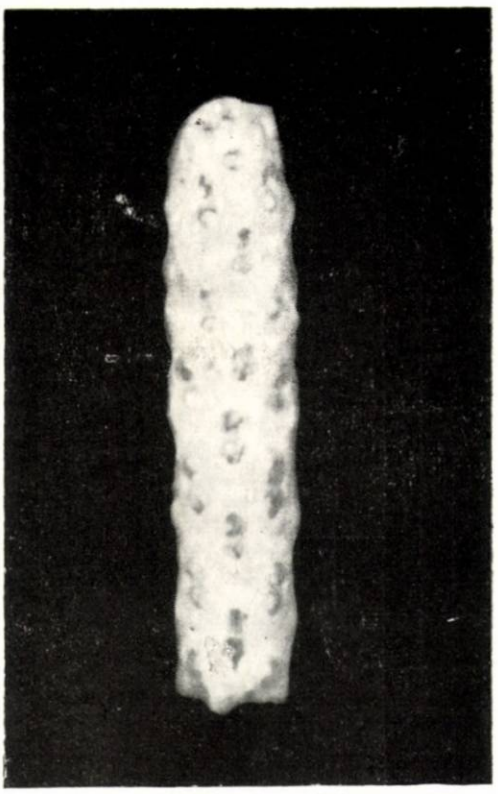
Fig. 10. — *Lichenopora deformis* Reuss 1847, × 38

Fig. 11. — *Cupuladria haidingeri* Reuss 1847, × 13

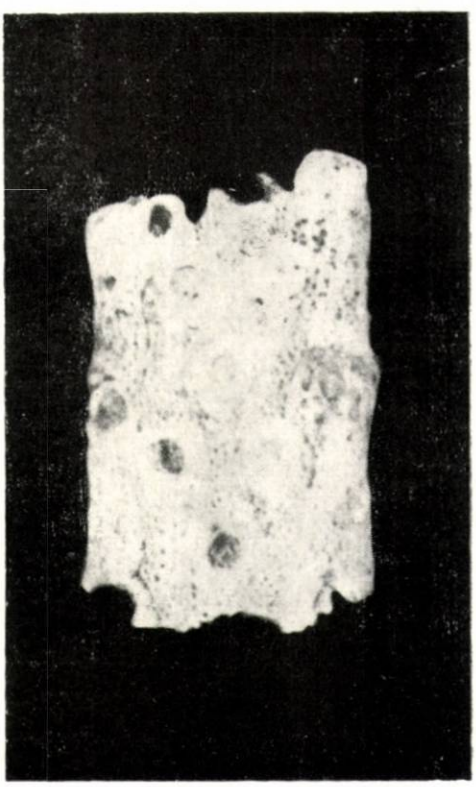
Fig. 12. — *Cupuladria canariensis* Busk 1859, × 16.



13



14

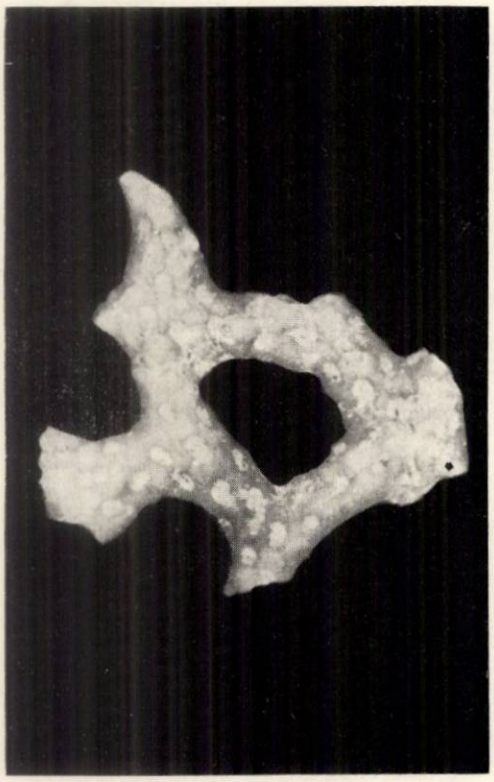


15

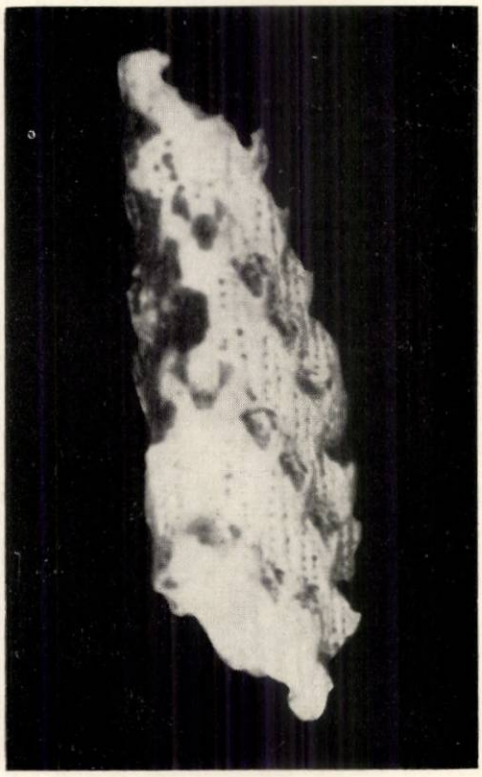
Fig. 13. — *Acanthodoesia savartii* f. *texturata* Reuss 1847, × 19,5

Fig. 14. — *Cellaria fistulosa* Auct., × 28

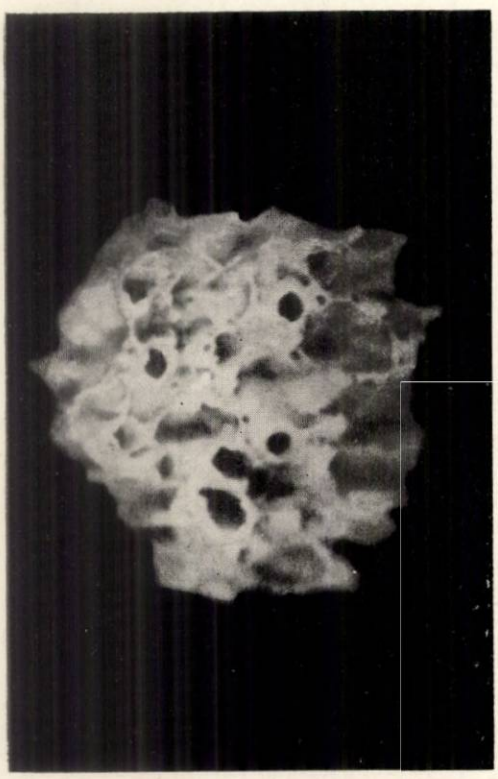
Fig. 15. — *Porella helleri* Reuss, × 19



16



17



18

Fig. 16. — *Sertella cellulosa* Linné 1767, × 13

Fig. 17. — *Metrarabdotos canui* Bugge et Galophim, × 17

Fig. 18. — *Schismopora aviculifera* Manzoni 1877, × 20.

CONTRIBUȚII LA STUDIUL FAUNEI DE ECHINIDE DIN STRATELE DE HOIA ȘI MERA (REG. CLUJ, NORD-VESTUL TRANSILVANIEI)

DE

V. MOISESCU

55(05)

În lucrare este descrisă fauna de echinide din stratele de Hoia și de Mera de pe valea Berecoaia (Mera), unele din forme fiind puse în evidență pentru prima dată în țara noastră. Se fac apoi cîteva considerații de ordin cronostratigrafic.

Prima menţiune cu privire la fauna de echinide din paleogenul Transilvaniei aparţine lui Fr. Hauer și G. Stache (8), care citează 15 specii. Ulterior, A. Pávay (15) mărește numărul acestora la 23, iar A. Koch (9) la peste 45. Dacă ne referim și la lucrarea de sinteză (10) lista speciilor de echinide este incomparabil mai mare.

În stratele de Hoia și de Mera, echinidele sînt destul de rare. A. Koch (10, p. 327), menționează din stratele de Hoia două specii : *Echinolampas* (cf. *studeri* Agassiz ?) de la Poiana Sărată și *Euspatangus pávayi* Koch de la Dealul Hoia (Cluj) și Pirosa (de lîngă Ciocmani), iar din stratele de Mera trei specii (10, p. 348) : *Scutella subtrigona* Koch de la Dealul Hoia, de pe Valea Popeștilor, de la Baciu, Mera și Șard ; *Euspatangus pávayi* Koch de la Mera și Șard, *Coelopleurus* cf. *delbosi* Desor de la Mera.

În urma studiului efectuat asupra formelor de echinide colectate din stratele de Hoia și de Mera în profilul de la Mera, noi am identificat speciile :

a) *Euspatangus* aff. *pávayi* Koch și *Scutella subtrigona* Koch din stratele de Hoia,

b) *Diplosalenia gosseleti* (Cotteau), *Coelopleurus delbosi* Desor și *Scutella subtrigona* Koch din stratele de Mera.

St. și cerc. de geol., geof. și geogr., Seria geologie, t. 11, nr. 1, p. 19–27, București, 1966

DESCRIEREA SPECIILOR

Clasa **ECHINOIDEA** d'Orbigny, 1851 (Zittel, 1883)[1]

Subclasa **REGULARIA** Latreille, 1825

Superordinul *DIADEMATACEA* Duncan, 1889, emend. Philip 1965

Ordinul **CAMARODONTA** Jackson, 1912

Subordinul **ECHININA** Claus, 1876

Familia **PARASALENIIDAE** Mortensen, 1903

Genul **Diplosalenia** Mortensen, 1942

Diplosalenia gosseleti (Cotteau), 1893

(pl. I, fig. 1, 1 a)

Referinţă tip : 1893, *Parasalenia gosseleti* Cotteau (7, p. 633, pl. 353, fig. 12—16).
Alte referinţe : 1943, *Diplosalenia gosseleti* (Cotteau) (13, p. 276, fig. 128 *a-d* şi 129 în text).

Un exemplar pe care-l avem la dispoziţie l-am atribuit speciei *Diplosalenia gosseleti* (Cotteau), specie care n-a mai fost descrisă pînă în prezent în ţara noastră. Are o talie medie cu dimensiunile : înălţime 9,50 mm, diametru 18 mm, raportul $\hat{i}/d = 0{,}52$.

Prezintă faţa superioară slab convexă, iar cea inferioară plană, rotunjită, puţin scobită, marginile ambitusului fiind scoase în evidenţă. Zonele porifere drepte, au porii perechi apropiaţi, trei perechi de pori corespunzînd unei plăci ambulacrare.

Ariile ambulacrare, înguste pe feţele inferioară şi superioară, puţin mai dezvoltate în zona ambitusului, sînt acoperite cu cîte două rînduri de tuberculi reliefaţi, necrenelaţi, cu mamelonul neperforat, în număr de 12—13 pe fiecare rînd.

Ariile interambulacrare, mai largi, au tuberculi asemănători cu cei de pe ariile ambulacrare. Se deosebesc patru rînduri de plăci interambulacrare cu tuberculi bine reliefaţi, două rînduri principale de tuberculi în partea mediană şi două rînduri secundare la marginile ariei interambulacrare. Tuberculii de pe rîndurile secundare sînt aproape egali ca mărime cu cei de pe rîndurile principale. Un mic tubercul, care se observă la mijlocul ariei interambulacrare, marchează începutul unui al cincilea rînd. Scrobiculele, atît în ariile ambulacrare, cît şi în cele interambulacrare, devin tangente sau aproape tangente prin baza lor. Între ele se observă granule dispuse fără nici o ordine. Aparatul apical mic, subpentagonal nu se observă bine, iar peristomul lipseşte.

---

[1] Clasificarea este luată în cea mai mare parte după G. M. Philip (17).

Observaţii. Singura deosebire faţă de ceea ce a figurat şi descris Cotteau se referă la cel de-al cincilea rînd care se schiţează pe mijlocul ariei interambulacrare şi care nu se deosebeşte bine la exemplarul ilustrat de noi.

Ordinul **STIRODONTA** Jackson 1912

Subordinul **ARBACIINA** Gregory, 1900

Familia **ARBACIIDAE** Gray, 1825

Genul **Coelopleurus** Agassiz, 1840

Coelopleurus delbosi Desor, 1857

(pl. I, fig. 2)

Referinţă tip: 1846, *Coelopleurus agassizii* d'Archiac (2, p. 205, pl. VII, fig. 2, *a*, *b*, *c*, *d*).

Alte referinţe: 1850, *Coelopleurus agassizii* d'Archiac (3, p. 421, pl. X, fig. 15, 15 *b*); 1889—1894, *Coelopleurus delbosi* Desor (7, p. 552, pl. 333, fig. 1—11); 1874, *Coelopleurus delbosi* Desor (16, p. 83, pl. VIII, fig. 6 *a—c*); 1935, *Coelopleurus delbosi* Desor, (12, p. 607, fig. 362 *a* în text).

Printre alte forme fosile de echinide am colectat din stratele de Mera (nivelul cu *Scutella subtrigona*) din profilul de la Mera un exemplar pe care l-am atribuit speciei *Coelopleurus delbosi* Desor. A. Koch menţionează existenţa acestei specii fără să-i dea o descriere. Este de talie mică, cu dimensiunile: înălţime 6 mm, diametru 16 mm, la care se observă o uşoară turtire bucalo-aborală. Are simetrie subpentaradiară dacă o privim de pe faţa aboral-subconică şi subcirculară văzută de pe faţa inferioară.

Ariile ambulacrare, mult îngustate către centrul feţei superioare, se lărgesc puţin în zona ambitusului. Ele sînt prevăzute cu două rînduri de plăci ambulacrare, cu tuberculi reliefaţi, mamelonaţi şi neperforaţi. Pe faţa superioară aceşti tuberculi devin din ce în ce mai mici spre apex. Structura dintre plăcile ambulacrare este bine marcată.

Ariile interambulacrare, largi, sînt prevăzute cu patru rînduri de plăci interambulacrare, cu tuberculi foarte asemănători cu cei de pe ariile ambulacrare. Se deosebesc două rînduri de tuberculi pe mijlocul ariei interambulacrare, bine dezvoltaţi, şi alte două rînduri externe, cu tuberculi mult mai mici, care se pot urmări pînă în apropiere de centrul feţei superioare. Tuberculii de pe cele două rînduri de la mijloc se dezvoltă numai în zona ambitusului fiind înlocuiţi mai departe pe faţa superioară de două rînduri de granule mici, care sînt o continuare a acestora.

Caracterele menționate ne permit să comparăm exemplarul descris de noi cu acelea descrise și figurate de Cotteau (7), Pávay (16) și Archiac (2) (3).

Dacă comparăm exemplarul nostru cu tipurile lui Archiac (2), planșa VII, fig. 2, a,b) se observă o asemănare atît în ceea ce privește forma și dispoziția zonelor ambulacrare și a celor interambulacrare, cît și în ceea ce privește dispoziția tuberculilor pe aceste zone. Exemplarul descris de noi este ceva mai mic din punctul de vedere al taliei. Cu cel figurat în fig. 2 *c*, nu se aseamănă, deoarece acela este foarte mult dezvoltat în sens bucalo-aboral. În fig. 15, 15 *b* pl. X (3) se observă rozeta apicală a două exemplare ilustrate de Archiac. Forma noastră se aseamănă din punctul de vedere al taliei și dispoziției zonelor ambulacrare și interambulacrare cu forma din fig. 15 *b*. Cît privește rozeta apicală, aceasta nu se observă din cauză că nu este păstrată. Exemplarul pe care l-am descris se apropie cel mai mult de figurile date de Cotteau (7, p. 552, pl. 333, fig. 1—11).

Subclasa **IRREGULARIA** Latreille, 1825

Superordinul *ATELOSTOMATA* Zittel, 1879

Ordinul **SPATANGOIDA** Claus, 1876

Subordinul **AMPHISTERNINA** Mortensen, 1907

Familia **BRISSIDAE** Gray, 1855

Genul **Euspatangus** Cotteau (**Eupatagus** Agassiz et Desor, 1847)

Euspatangus aff. pávayi Koch, 1884

(pl. I, fig 3)

Referință tip : 1884, *Euspatangus pávayi* Koch (9, p. 111, pl. VIII, fig. 3, 4.).

Specie de talie mare, slab alungită anteroposterior cu dimensiunile: lungimea 57 mm, diametrul anteroposterioar 66 mm, înălțimea 17 mm. Starea de conservare slabă, nu ne permite o identificare riguroasă. Totuși se constată că forma se apropie foarte mult de *Euspatangus pávayi* Koch (9). Prezintă fața superioară slab convexă, subcarenată în aria interambulacrară posterioară. Fața inferioară aproape plană, puțin scobită în jurul peristomului, este carenată la extremitatea plastronului.

Ariile ambulacrare subpetaloide, ca și cele interambulacrare sînt lipsite de ornamentație.

Observații. Specia descrisă și figurată pentru prima dată de Koch (9) este menționată atît din marnele cu *Nummulites fabianii*, cît și din stratele de Hoia și de Mera. Oppenheim (14, p. 116) o introduce în sinonimia lui *Euspatangus minutus* Laube, din priabonianul Italiei.

Superordinul *GNATHOSTOMATA* Zittel, 1879

Ordinul **CLYPEASTEROIDA** Agassiz, 1873

Subordinul **SCUTELLINA** Haeckel, 1896 emend. Philip, 1965

Familia **SCUTELLIDAE** Gray, 1825

Genul **Scutella** Lamarck, 1816

Scutella subtrigona Koch, 1884

(pl. II, pl. III, fig. a – j)

Referinţă tip : 1884, *Scutella subtrigona* Koch (9, p. 73, pl. VI, fig. 4, a-c).

Un număr de 45 de exemplare pe care le avem la dispoziţie ne permit să tragem unele concluzii cu privire la această specie. Dimensiunile lor fac posibilă clasificarea după talie în trei grupe, şi anume : forme de talie mare, cu diametru anteroposterior între 50 şi 70 mm, forme de talie medie între 40 şi 50 mm şi forme de talie mică între 25 şi 40 mm. Au un contur destul de variat subpentagonal, subrotundat, subcordiform pînă la subtrigonal.

Observaţii. Specia descrisă de Koch (planşa III, K_1 şi K_2) se aseamănă cu *Scutella subtetragona* Grateloup, atît în ceea ce priveşte dispoziţia şi mărimea zonelor petaloide, a celor porifere şi interporifere, cît şi în ceea ce priveşte poziţia aperturii bucale şi a şanţurilor orale. Se deosebeşte însă prin aspectul general al conturului, care la *S. subtetragona* are patru proeminenţe teşite, iar la *S. subtrigona* trei. De fapt, la o privire mai atentă se observă că specia lui Grateloup are o formă mai mult subpentagonă decît subtetragonă (pl. III, G_1 şi G_2). În al doilea rînd, diferenţele de lăţime ale ariilor ambulacrare şi interambulacrare faţă de marginea testului sînt mai mici la *S. subtrigona* decît la *S. subtetragona*, iar plăcile ambulacrare şi interambulacrare la aceasta din urmă au mai mult forma de hexagon alungit, pe cînd la *S. subtrigona* forma lor se apropie de aceea a unui hexagon regulat.

Urmărind variaţia contururilor pe cîteva din exemplarele de *Scutella* pe care le avem la dispoziţie, se observă că unele din ele (pl. III, a, b) se apropie mai mult de *S. subtetragona*, iar altele (pl. III, j) de *S. subtrigona*. Formele subrotunde (c—i) se aseamănă cu varietatea *rotundata* ((9) pl.VI, fig. 4 *b*) descrisă de A. Koch. În ceea ce priveşte conturul general *S. subtrigona* se apropie şi de *S. lamberti* Airaghi ((1), p. 187, pl. 22, fig. 1). Diferenţa constă în faptul că *S. lamberti*, care este de talie ceva mai mare, are zone petaloide ce ating jumătatea distanţei dintre margine şi apex. De asemenea, unele exemplare de *S. subtrigona* se aseamănă după dispoziţia şi forma zonelor petaloide cu *S. iselli* Airaghi (foarte apropiată de *S. tenera* Laube), dar se deosebeşte după aspectul cordiform al acesteia din urmă.

Urmărind răspîndirea pe verticală a speciilor de echinide din stratele de Hoia şi de Mera, atît în Transilvania cît şi în alte bazine, se observă că acestea indică o vîrstă mai veche decît cea oligocen inferioară (tabelul nr.1).

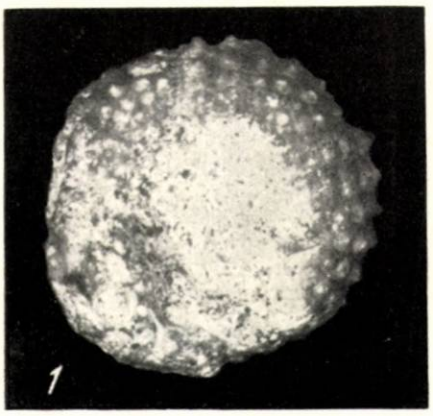
Tabelul nr.1

Răspîndirea stratigrafică şi geografică a speciilor de echinide din stratele de Hoia şi de Mera de pe valea Berecoaia (Mera) (reg. Cluj, nord-vestul Transilvaniei)

Nr. crt.	Denumirea speciei	A — Bazinul Transilvaniei — eocen superior: calcarul grosier inferior (= Gresia de Racoţi)	seria argilelor vărgate superioare	calcarul grosier superior	marnele cu *Nummulites fabianii*	marnele cu briozoare	stratele de Hoia	stratele de Mera	B: nordul R.F. Germane (Cassel) — eocen (Cotteau (7))	Franţa (Biarritz) — eocen (Archiac (2) (3))	Franţa (Biarritz) — luteţian (Boussac (6))	Franţa (Saint-Palais) — eocen inferior (Cotteau (7))	Elveţia — eocen (Loriol (11))
1	*Diplosalenia gosseleti* (Cotteau)							+	0				
2	*Coelopleurus delbosi* Desor							+×		0	0	0	
3	*Euspatangus* aff. *pávayi* Koch				×		+×	×					
4	*Scutella subtrigona* Koch						+	+×					
5	*Scutella* sp. (aff. *S. subtrigona* Koch)	0											
6	*Echinolampas* (cf. *studeri* Agassiz)							×					0

A, Răspîndirea stratigrafică a diferitelor specii de echinide din stratele de Hoia şi de Mera în depozitele paleogene din bazinul Transilvaniei: × după A. Koch (10); 0 după K. Hofmann (in Koch (9)); + după cercetările noastre.

B, Răspîndirea stratigrafică şi geografică a acestor specii în diferite regiuni ale Europei.



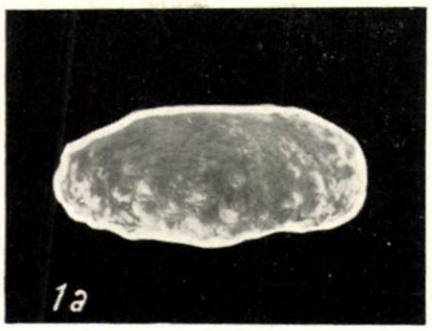


Fig. 1, 1a. — *Diplosalenia gosseleti* (Cotteau) (×2);
Fig. 2. — *Coelopleurus delbosi* Desor (× 2);
Fig. 3. — *Euspatangus* aff. *pávayi* Koch (mărime naturală).

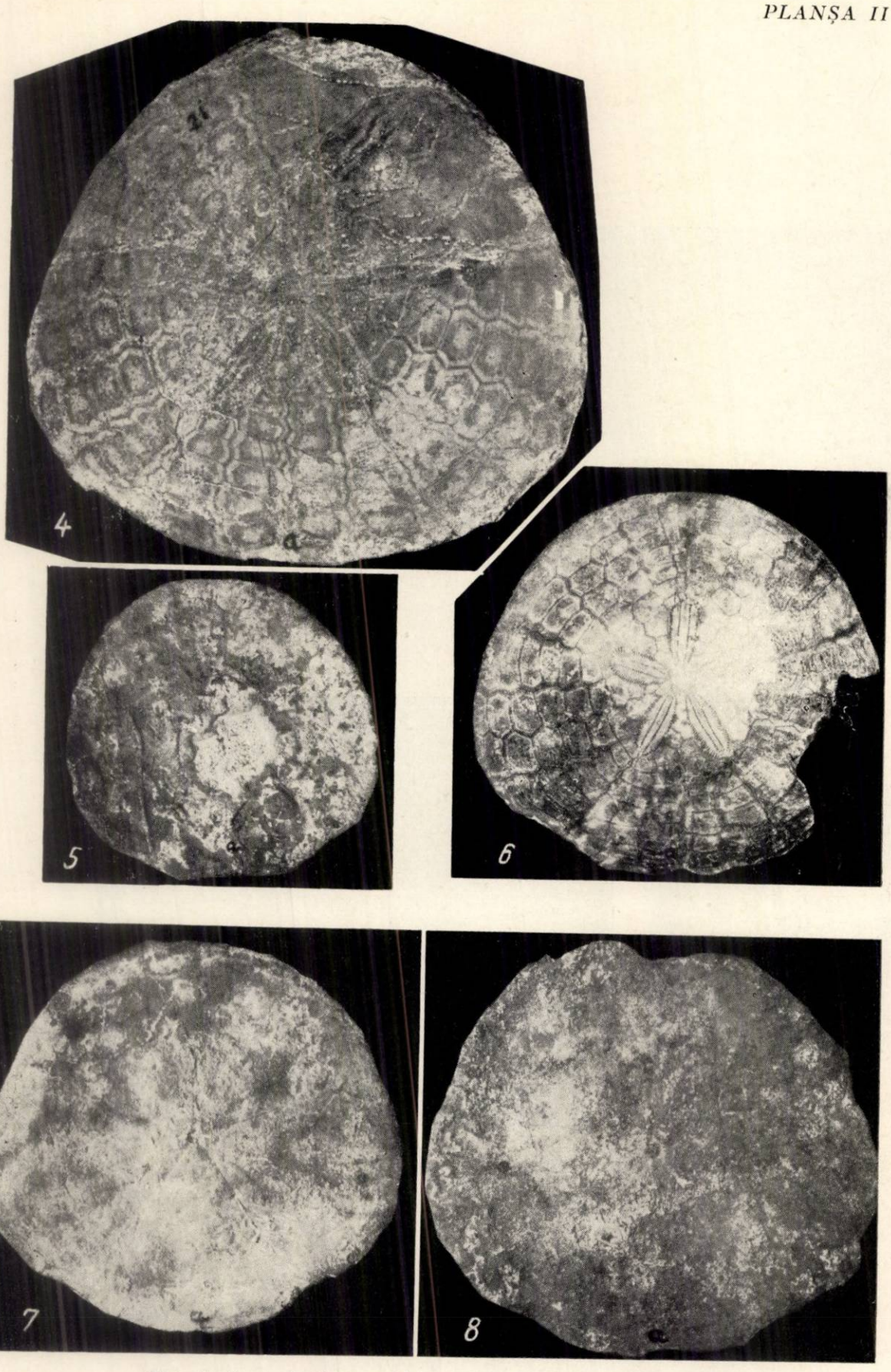
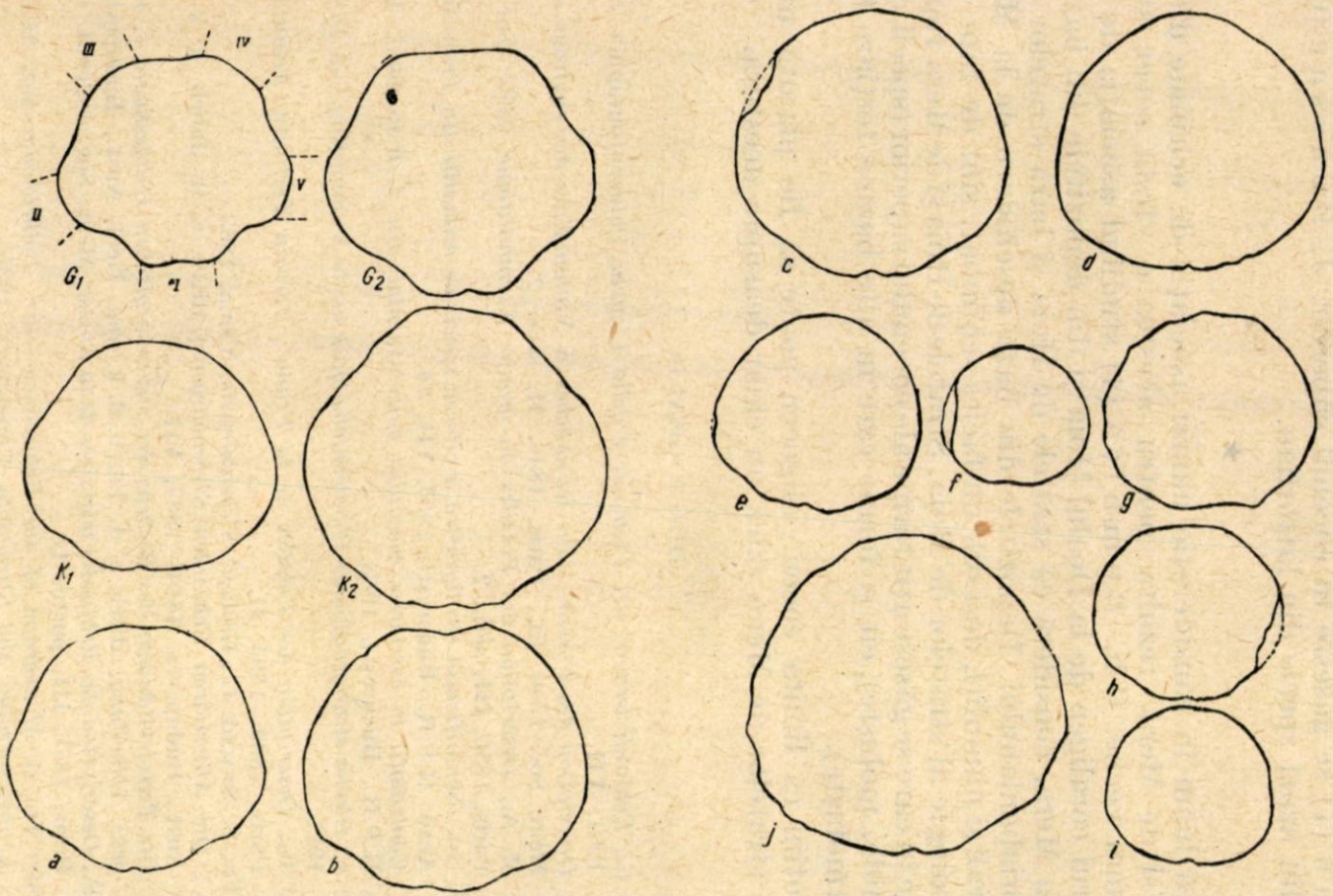


Fig. 4—8. — *Scutella subtrigona* Koch (mărime naturală).



G 1 și G 2. — *Scutella subtetragona* Grateloup (după Cotteau (7)); K 1 și K2. — *Scutella subtrigona* Koch (după Koch (9)); Fig. *a*, —*j* — *Scutella subtrigona* Koch (forme figurate de noi, redus $^1/_2$).

Astfel, *Coelopleurus delbosi* Desor este menționat din lutețian (6) și eocen inferior (7), iar *Diplosalenia gosseleti* (Cotteau) (7), *Echinolampas* cf. *studeri* Agassiz (11) și *Scutella* sp. (aff. *S. subtrigona* Koch) [2] din eocen.

Scutella subtrigona Koch [3] prezintă afinități cu speciile *S. lamberti* și *S. iselli* din tongrianul Italiei, precum și cu *S. subtetragona* care după Cotteau (7) se găsește în eocenul superior. J. Boussac (6) citează această din urmă specie din lattorfian.

★

Dacă luăm în considerație numai asociația de echinide din stratele de Hoia și de Mera, rezultă pentru acestea o vîrstă eocen superioară dacă nu mai veche. Gh. Bombiță (4) studiind asociația de numuliți din calcarul coraligen de la Dealul Hoia și din depozitele din baza deschiderii de la Mera, consideră că stratele de Hoia și baza stratelor de Mera, aparțin priabonianului. Depozitele din baza deschiderii de la Mera, care conțin corali și numuliți, deși sub un facies schimbat, sînt de fapt un echivalent litologic al stratelor de Hoia. Stratele de Hoia și de Mera reprezintă o succesiune în care se găsesc atît forme ale eocenului superior (specii de numuliți, echinide, moluște), cît și forme care în alte bazine terțiare trec și în oligocen (moluște).

Socotim că limita eocen—oligocen poate să fie plasată undeva în cuprinsul stratelor de Mera, dacă nu chiar deasupra acestora.

BIBLIOGRAFIE

1. Airaghi C., *Echinidi terziari del Piemonte e della Liguria*, Palaeontographia italica, Pisa, 1901, **VII**.
2. — *Description des Fossiles dans les couches à Nummulines des environs de Bayonne*, Mém. Soc. Géol. Fr., Paris, 1846, **II**, seria *2*.
3. Archiac M. A., *Description des Fossiles du groupe Nummulitique*, Mém. Soc. Géol. Fr.. Paris, 1850, **III**, seria 2.
4. Bombiță Gh., *Semnificația stratigrafică a cîtorva specii de numuliți din Transilvania*, Com. Acad. R.P.R., București, 1957, **VII**, *10*.
5. — *Contribuții la corelarea eocenului epicontinental din R.P.Română*, Edit. Acad. R.P.R.. București, 1963.
6. Boussac J., *Etudes stratigraphiques et paléontologiques sur le Nummulitique de Biarritz*, Paris, 1911.
7. Cotteau G., *Description des Fossiles de la France, Terrain Tertiaire, Echinides Eocènes*, Paris, 1889—1894, **II**.
8. Hauer Fr. u. Stache G., *Geologie Siebenbürgens*, Viena, 1863.
9. Koch A., *Die Alttertiären Echiniden Siebenbürgens*, Mitth. a. d. Jahrb. d. k. ung. Geol. Anst., Budapesta, 1884—1887, **VII**.
10. — *Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenbürgischen Landestheile, I. Theil. Palãogene Abtheilung*, Mitth. a. d. Jahrb. d. k. ung. Geol. Anst., Budapesta, 1894, **X**.
11. Loriol P., *Description des Echinides tertiaires de la Suisse*, Mém. Soc. Paléont. de la Suisse, Paris, 1876, **III**, partea **II**.
12. Mortensen Th., *A Monograph of the Echinoidea—II; Bothriocidaroida, Melonechinoida, Lepidocentroida and Stirodonta*, Copenhaga, 1935.
13. — *A Monograph of the Echinoidea — III_3, Camarodonta*, Copenhaga, 1943. **II**.

[2] *Scutella* sp. descrisă de Hofmann și despre care A. Koch menționează că se aseamănă cu *S. subtrigona* din pl. VI, fig. 4 *b* (9, p. 76) a fost găsită în gresia de Racoți, eocenă.

[3] Specie locală ca și *Euspatangus pávayi* Koch.

14. Oppenheim P., *Die Priabonaschichten und ihre Fauna*, Palaeontographica, Stuttgart, 1900—1901, **XLVII**.
15. Pávay A., *Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Klausenburg*, Mitth. a. d. Jahrb. d. k. ung. Geol. Anst., Budapesta, 1872, **I**.
16. — *Die fossilen Seeigel des Ofner Mergels*, Mitth. a. d. Jahrb. d. k. ung. Geol. Anst. Budapesta, 1874, **III**.
17. Philip G. M., *Classification of Echinoids*, Journal of Paleontology, 1965, **XXXIX**, *1*.

Institutul de geologie şi geografie
al Academiei Republicii Socialiste România

Primit în redacţie la data de 30 ian. 1965

RUDIȘTI CENOMANIENI DE LA OHABA (BAZINUL HAȚEG)

DE

DENISA LUPU

55(05)

Autoarea descrie forme de rudiști din cenomanianul Bazinului Haţeg, discutînd particularităţile structural-biologice ale unora din ele.
Se constată identitatea de genuri faţă de fauna de rudiști a provinciei sud-mediteraneene.

Deși prezența rudiștilor este de mult menționată la Ohaba, respectiva faună nu a constituit obiectul unei preocupări aparte.

Nota de față descrie cîteva forme de rudiști din această regiune, interesante atît prin nivelul stratigrafic la care au fost întîlnite, cît și prin unele din caracterele lor biologice.

Exemplarele de rudiști sînt localizate într-un pachet gresocalcaros la care se trece gradat, de la conglomeratele care alcătuiesc baza seriei neocretacice din regiune și care se dispun discordant pe calcare urgoniene.

În figura 1, care reprezintă succesiunea din dealul Dumbrăviţa, se vede atît tranziția de la conglomeratele bazale la gresocalcare, cît și poziția în cadrul acestui pachet, a nivelului cu rudiști.

La partea superioară a profilului se remarcă un nivel gresomarnos cu amoniți (*Mantelliceras mantelli* (Sow.), *Calycoceras* sp.), numeroase lamelibranchiate și rare gasteropode.

Pachetul conglomeratic și gresocalcaros, în care apare și nivelul cu rudiști, reprezintă cenomanianul inferior.

Fauna de rudiști întîlnită în dealul Dumbrăviţa este asociată cu exemplare de gasteropode : *Nerinea incavata* Bronn., *Itruvia abbreviata* (Philippi), forme prezente în depozitele de aceeași vîrstă de la Cherghes [1].

[1] M. Lupu și D. Lupu, *Stratigrafia și faciesurile cretacicului superior de la Bretelin-Cherghes*, D.S. Com. Geol., n. 52, 1965.

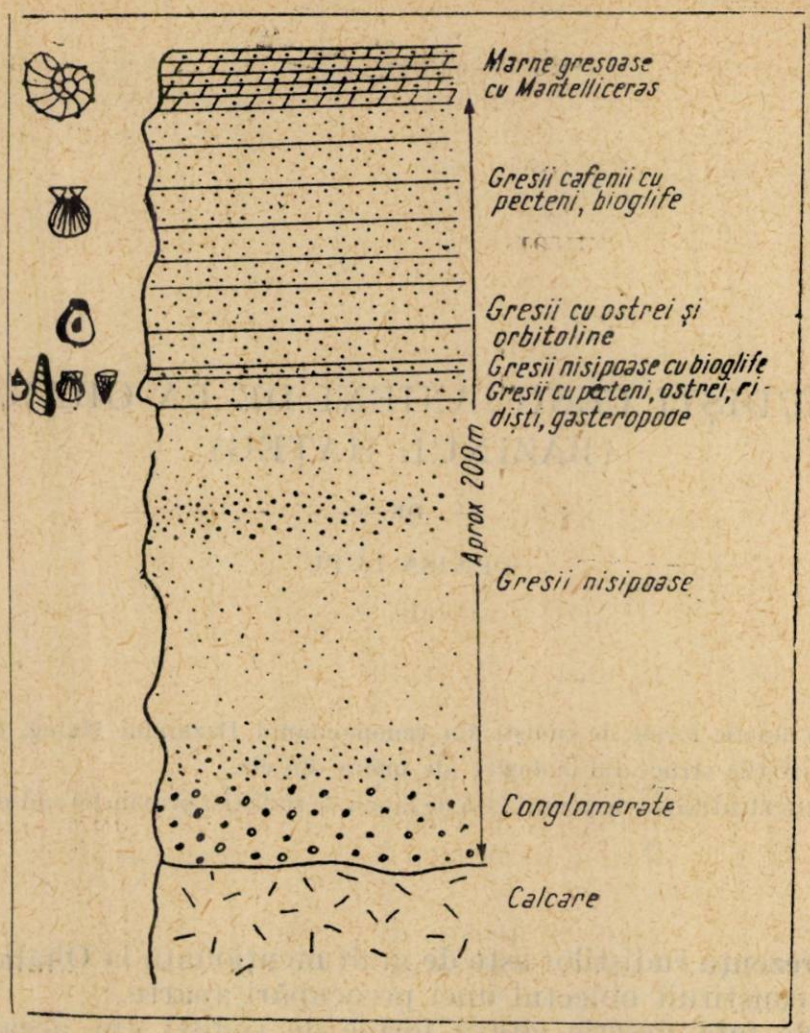


Fig. 1. — Succesiunea din dealul Dumbrăvița.

Grupul RADIOLITIDAE

Genul **Praeradiolites** Douvillé 1902

Praeradiolites fleuriausus (d'Orbigny)

(fig. 2, pl. I, fig. 10)

1847 *Radiolites fleuriausa* d'Orb., Pal. franc. Terv. crét., t. IV, p. 205, pl. 548, fig. 1—9.
1902 *Praeradiolites fleuriaui* Douvillé, B.S.G.F. (4), p. 467, pl. XV, fig. 1—5.
1907 *Praeradiolites fleuriaui* Toucas, Classif. et évolution des Radiolitidés, p. 29, pl. III, fig. 1—2.

Specie considerată ca tip primitiv al genului, citată în cenomanian, se caracterizează prin inflexiunile angulare proeminente ale lamelor externe. În privința exemplarului figurat, regiunea cardinală probabil să fi consti-

tuit zona de aderență față de o suprafață oarecare, ceea ce a determinat reducerea cochiliei în această parte și respectiv o dezvoltare prodigioasă la polul opus, astfel încît conturul general al cochiliei este extrem alungit.

D' Orbigny, ca autor al speciei, subliniază marea diversitate a formei indivizilor în cadrul ei, iar Douvillé consemnează modificările de formă rezultînd din faptul că indivizii au sau nu un punct de sprijin în diferite stadii de dezvoltare.

Această formă corespunde tipului alungit, cu pliul median proeminent, redat de d'Orbigny (pl. 548, fig. 1—5) și Toucas (19).

Fig. 2. — *Praeradiolites fleuriasus* d'Orbigny (secțiune transversală).

Genul **Eoradiolites** Douvillé 1909

Eoradiolites aff. **rousseli** Toucas

(fig. 3, 4. pl. I, fig. 11, 12)

Toucas definește inițial (1907) specia *rousseli* în cadrul genului *Agriopleura*, datorită grosimii reduse a testului. Revenind, în 1908, o consideră prin prezența burleților sifonali, ca formă primitivă a genului *Sphaerulites*, făcînd tranziția de la genul *Agria*.

Douvillé rezolvă aceste dubii de clasificare prin înființarea genului *Eoradiolites* (1909). Caracterul acestei specii rămîne acela de tranziție.

Două din formele asociației de la Ohaba pot fi afiliate acestei specii, una din ele prezentînd caractere evolutive.

Astfel, morfotipul A (fig. 3a, pl. I, fig. 11) de talie mică (15 cm diametru), cu test relativ subțire, ale cărui lame externe au invadat parțial sinusurile. La interior se schițează cele două burlete sifonale. Creasta ligamentară este îngustă și fără profunzime, ca la *E. rousseli*.

Fig. 3. — *Eoradiolites* aff. *rousseli* (Toucas), morfotip A (secțiune transversală).

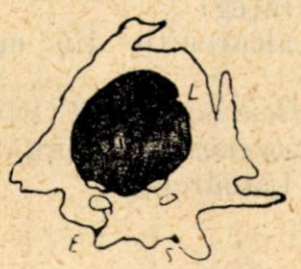


Fig. 4. — *Eoradiolites* aff. *rousseli* (Toucas), morfotip B (secțiune transversală).

Morfotipul B (fig. 3b pl. I, fig. 12) manifestă o creștere dimensională (2,1 cm diametru) și o îngroșare evidentă a lamelor externe în special în regiunea sifonală.

Inflexiunile stratului intern al cochiliei sînt mai pronunțate, adăpostind cele două burlete sifonale, în a căror imediată apropiere apar două lacune de mărime inegală, care probabil aveau un rol funcțional auxiliar pe lîngă burletele sifonale. Poate fi vorba în acest caz de un caracter aberant.

Genul Sphaerulites Delametherie 1805

Sphaerulites astrei n. sp.

(fig. 5, pl. I, fig. 13 a–c)

Valva inferioară conică alungită, puțin deprimată. Lamele externe etalate la partea superioară, cu vagă tendință de rabatere. Creastă ligamentară bine individualizată.

Fig. 5. — *Sphaerulites astrei* n. sp. (secțiune transversală).

Limbul striat, gros, rezultat din suprapunerea lamelor externe. Zonele sifonale bine conturate. Primul burlet intern reniform, cu concavitatea în afară, sugerînd fluxul centripet al apei, o funcție inhibitoare.

Zona corespunzătoare sinusului *S* prezintă o curbură proeminentă în afară, sugerînd circulația în sens invers. Observînd dispoziția lamelor externe în dreptul zonelor sifonale, s-ar părea că, inițial, sinusurile constituiau golfuri adînci în interiorul cochiliei. Ulterior, mantaua a secretat, în scop protector față de un mediu agitat și în consecință impur, porțiunile care au închis în parte golfurile sinusale.

Valva superioară lipsește.

Dimensiuni :

Lungimea 3,9 cm
Diametrul 3,3 cm
Grosimea limbului în zona cardinală 1 cm
Grosimea limbului în zona sifonală 0,5 cm
Holotip : C.I.G. Nr. 4 013

Derivatio nominis : specie dedicată paleontologului francez G a s t o n A s t r e

Localitate tip : Ohaba (Bazinul Hațeg)

Poziția stratigrafică : orizontul calcarenitic din culcușul stratelor cu *Mantelliceras mantelli.*

Se asociază cu : *Praeradiolites fleuriausus* (d'Orbigny), *Medeela* sp., *Medeela* (*Fossulites*) sp., *Itruvia abbreviata* (Philippi), *Nerinea* (*Neoptyxis*) *incavata* Bronn., *Chlamys asper* (Lamarck).

RAPORTURI ȘI DIFERENȚE

Limbul gros, lamele externe etalate la partea superioară, vădind tendința de rabatere, deprimarea valvei inferioare sînt caractere de apropiere față de specia cenomaniană *S. foliaceus* (Lamarck).

Spre deosebire de acesta, diametrul speciei noi este mai mic. Aspectul conic alungit al cochiliei, care își mărește brusc diametrul prin etalarea lamelor externe superioare, este de asemenea un criteriu diferențial.

În cadrul grupului *S. foliaceus*, această formă poate fi plasată între *S. cantabricus* (Douvillé), specie albiană aproximativ cu aceeași formă conică alungită, dar fără tendință de rabatere a lamelor externe, și *S. foliaceus* (Lamarck) din cenomanian.

Valve inférieure conique-allongée, un peu déprimée. Les lames externes étalées dans la partie supérieure, à vague tendance de se rabattre. Arête cardinale bien individualisée.

Gros limbe strié, résulté par la superposition des lames externes.

Les zones siphonales bien contournées. Le premier bourrelet interne est réniforme, à la concavité en dehors en suggérant le flux centripet de l'eau, une fonction inhibitrice. La zone corespondante en sinus S présente une courbure proéminente vers l'extérieur, en suggérant le circuit inverse. On peut supposer, en observant la disposition des lames externes en face des zones siphonales, qu'initialement les sinus constituaient des golfes profonds qui ont été ultérieurement remplis par un nouveau tissu, sécrété dans un but protecteur.

La valve supérieure manque.

Dimensions;

Hauteur 3,9 cm

Diamètre 3,3 cm

Epaisseur du limbe sur le côté cardinal : 1 cm

Epaisseur du limbe sur le côté siphonal : 0,5 cm

Holotype : Echantillon N° 4013 Collection de l'Institut Géol.

Derivatio nominis : Espèce dédiée à Gaston Astre

Localité type : Ohaba (Bassin de Hatzeg-Carpates Méridionales)

L'âge : Cénomanien inférieur, l'horizon calcarénitique au mur des couches à *Mantelliceras mantelli.*

L'association : *Praeradiolites fleuriausus* (d'Orbigny), *Medeela* sp., *Medeela* (*Fossulites*) sp., *Itruvia abbreviata* (Philippi), *Nerinea* (*Neoptyxis*) *incavata* Bronn., *Chlamys asper* (Lamarck).

Rapports et différences

Le limbe épais, les lames externes étalées à la partie supérieure, à tendance de se rabattre et la dépression de la valve inférieure, sont des caractères de ressemblance à l'espèce cénomanienne *Sphaerulites foliaceus* (Lamarck).

Le diamètre plus petit et l'aspect conique-allongé de la coquille dont le diamètre est brusquement agrandi par l'étalage des lames externes supérieures, font la différenciation de celle-ci.

Dans le groupe *S.foliaceus*, la nouvelle forme peut être placée entre *S. contabricus* (Douvillé), espèce albienne dont la forme est aussi conique-allongée mais dont les lames externes sont redressées, et *S. foliaceus* (Lamarck) du Cénomanien.

Genul **Medeela** Parona 1934

Medeela sp.

(fig. 6, pl. II, fig. 14)

Aspectul general al cochiliei amintește genul *Bournonia* prin îngroșările neregulate ale stratului extern și prin apofiza, constituind probabil o suprafață de sprijin, care flanchează sinusul *S.*

Cele două sinusuri, mai concave decît la speciile turoniene și senoniene citate de W i o n t z e k (*M. paronai* și *M. gracilis*), corespund zonelor sifonale subcirculare total aderente față de stratul intern.

Referindu-se la organizația sifonală a genului *Medeela*, pe care îl plasează în scara evolutivă între *Eoradiolites* și *Bournonia*, W i o n t z e k folosește termenul de „cilindri sifonali", deși nu demonstrează grafic existența acestora, fapt remarcat mai tîrziu de A. M. O o s t e r b a n, (in A s t r e (1)) de B. M i l o v a n o v i ć (14) și de G. A s t r e (1). Ultimul autor, revizuind specia senoniană *M. undaesaltus* Astre și efectuînd secțiuni verticale pe un număr mare de exemplare, constată că nu este vorba de niște organe tubulare, care ar îndreptăți denumirea de cilindri sifonali, opinînd pentru aceea de fosete sifonale în ceea ce privește specia *M. undaesaltus*.

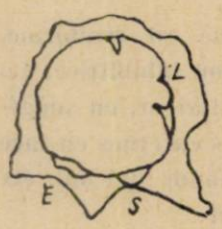


Fig. 6. — *Medeela* sp. (secțiune transversală).

Diverși autori au comparat organizația sifonală care definește genul, cu pseudopilierii caracteristici pentru *Lapeirousia* Bayle. G. A s t r e subliniază faptul că în cazul *Medeelei undaesaltus* sinusurile nu constituie excavații, ci dimpotrivă, benzi proeminente spre exterior, care nu îngăduie analogia față de structura sifonală cu pseudopilieri. Totuși un exemplar citat de W i o n t z e k, și anume *Medeela* sp. *indet.* prezintă în dreptul zonei sifonale *S* o bandă proeminentă.

G. A s t r e propune un nou subgen sau gen *Fossulites*, pentru forme al căror caracter esențial este prezența acestor fosete sifonale.

Totodată păstrează în clasificarea sa denumirea de *Medeela* pentru forme la care se disting pseudopilieri sau cilindri sifonali.

Discutînd structura zonelor sifonale ale genului *Medeela*, B. M i l o v a n o v i ć (14) consideră de asemenea ca necorespunzătoare interpretarea dată de W i o n t z e k, bazîndu-și afirmațiile pe studiul în secțiuni subțiri al unor specii noi.

Este posibil ca termenul de „cilindri sifonali" să fie impropriu pentru toate speciile acestui gen.

În privința formei de la Ohaba, mai veche decît toate speciile de *Medeela* citate pînă acum în literatură, nu se pot observa decît caracterele reieșind din secțiunea transversală a valvei inferioare, aparținînd unui exemplar unic.

Probabil ca în viitor, prin colectarea unui număr suficient de exemplare, să fie posibil studiul structurii sifonale în secțiuni verticale.

Medeela (Fossulites) sp.

(fig. 7, pl. II, fig. 15)

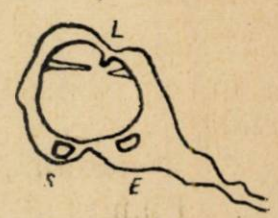


Fig. 7. — *Medeela* (*Fossulites*) sp. (secțiune transversală).

Benzile sifonale proeminente, plasate în dreptul zonelor sifonale, justifică atribuirea acestei forme de *Medeela* subgenului *Fossulites*. Spre deosebire de specia senoniană prezentată de G. A s t r e se distinge o

suprafață de sprijin alungind banda sifonală *S*. Este vizibil de asemenea septumul dorsal.

Ca și în cazul precedent, nefiind posibilă investigarea detaliilor interne de structuri sifonale, autorul se limitează la simpla consemnare a prezenței acestei forme vechi de *Fossulites*.

Genul **Durania** Douvillé 1908

Durania connectens n. sp.

(fig. 8, 9, pl. II, fig. 16 a — c, 17)

Valva superioară nu acoperă în întregime valva inferioară. Convexă central, netedă și slab ondulată pe margini.

Valva inferioară subcilindrică. Limb fin reticulat, mai gros în regiunea cardinală decît în cea sifonală. Creastă ligamentară de proporții reduse. Ornamentația constînd din coaste fine, întrerupte de striuri de creștere ondulate.

Banda sifonală *E* ușor concavă, limitată de burlete striate transversal. Banda *S* apare mai îngustă, aproape plană. Interbandă proemi-

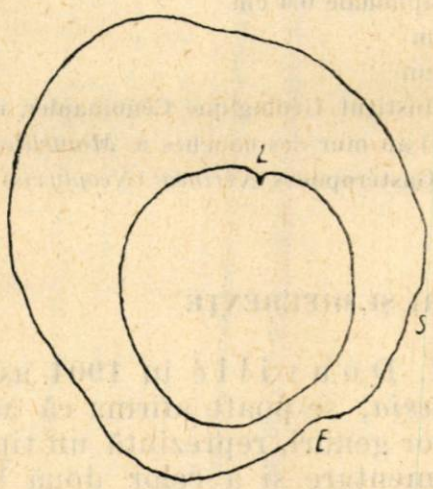


Fig. 8.— *Durania connectens* n. sp. (secțiune transversală).

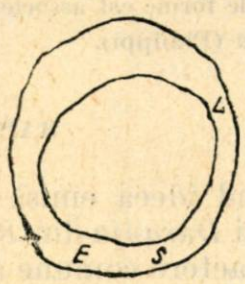


Fig. 9. — *Durania connectens* n. sp. formă tînără (secțiune transversală).

nentă în raport cu cele două benzi, avînd costulația fină a restului cochiliei.

Dimensiuni:

Diametrul . . . 4,4 cm
Lungimea . . . 3 cm (fragmentul inferior lipsește)
Grosimea limbului în regiunea cardinală . . 0,9 cm
Grosimea limbului în regiunea sifonală . . . 0,4 cm

Lăţimea benzii *E* . . . 0,7 cm
Lăţimea benzii *S* . . . 0,4 cm
Holotip : C.I.G. Nr. 4 020
Localitate tip : Ohaba (Bazinul Haţeg)
Poziţia stratigrafică : orizontul gresomarnos cu gasteropode în culcuşul stratelor cu *Mantelliceras mantelli.*
Se asociază cu *Nerinea* (*Neoptyxis*) *incavata* Bronn, *Itruvia abbreviata* (Philippi).

Valve supérieure ne recouvrant pas entièrement l'inférieure. Convexe au milieu, lisse et légèrement ondulée à la périphérie.

Valve inférieure sous-cylindrique.

Limbe finement réticulé, plus épais dans la région cardinale.

Arête ligamentaire réduite.

L'ornementation consiste en côtes fines, coupées par des lignes d'accroissement ondulées.

Bande *E* un peu concave, limitée par des bourrelets striés transversalement. Bande *S* plus étroite, presque plane. Interbande proéminente par rapport aux deux bandes, portant la costulation fine du pourtour.

Dimensions :

Diamètre . . . 4,4 cm
Longueur . . .3 cm
L'épaisseur du limbe dans la région cardinale 0,9 cm
L'épaisseur du limbe dans la région siphonale 0,4 cm
Largeur de la bande *E* . . . .0,7 cm
Largeur de la bande *S* . . . .0,4 cm

Echantillon No 4020 Collection de l'Institut Géologique Cénomanien inférieur d'Ohaba (Bassin de Hatzeg — Carpates Méridionales) au mur des couches à *Mantelliceras mantelli.*

La nouvelle forme est associée aux Gastéropodes *Nerinea* (*Neoptyxis*) *incavata* Bronn, *Itruvia abbreviata* (Philippi).

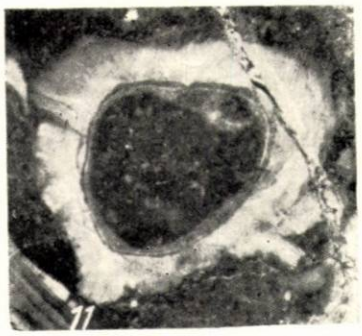
RAPORTURI ŞI DIFERENŢE

Admiţînd ideea emisă de H. D o u v i l l é în 1904 asupra descendenţei genului *Durania* din *Sauvagesia*, se poate afirma că această formă, întrunind caractere comune ambelor genuri, reprezintă un tip intermediar.

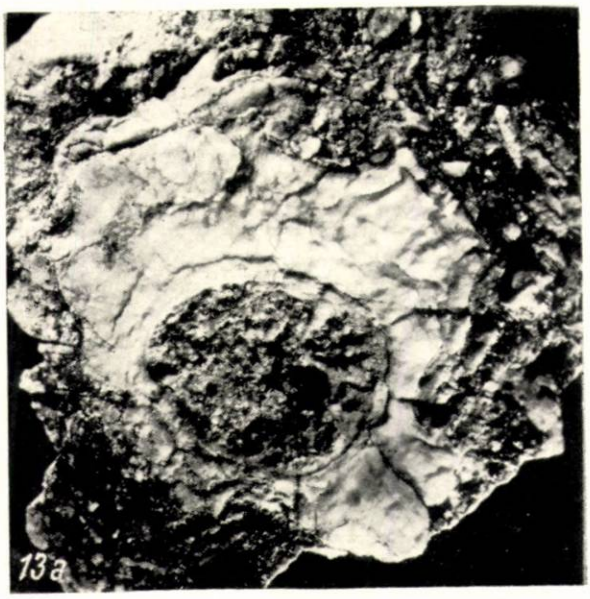
Astfel, prezenţa crestei ligamentare şi a celor două benzi sifonale inegale, dispoziţia acestora în raport cu creasta ligamentară (unghiul de 32°), precum şi conformaţia valvei superioare, o apropie de *Sauvagesia micaesei* Coquand. Costaţia fină întretăiată de striuri de creştere şi uşoara

Fig. 10 — *Praeradiolites fleuriasus* (d'Orbigny), 2 × Ohaba — D. Dumbrăviţa
Fig. 11. — *Eoradiolites* aff. *rousseli* (Toucas) morfotip A, 2 × Ohaba — D. Dumbrăviţa.
Fig. 12. — *Eoradiolites* aff. *rousseli* (Toucas) morfo tip B, 2 × Ohaba — D. Dumbrăviţa.
Fig. 13 a, b, c — *Sphaerulites astrei* n. sp., 2 × Ohaba — D. Dumbrăviţa.

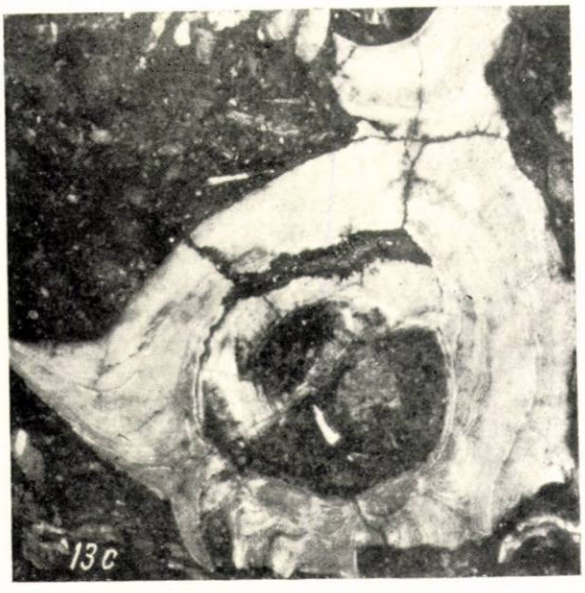
10

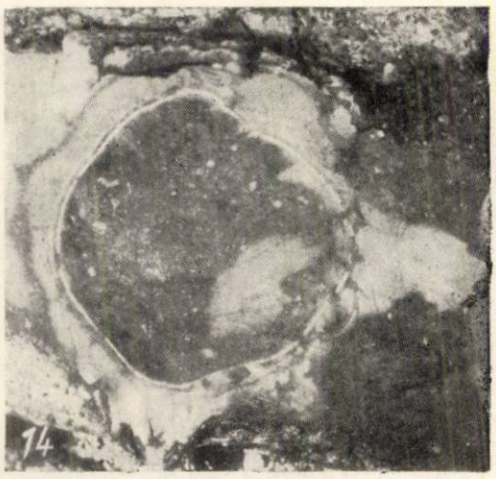

11

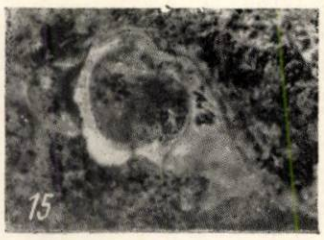
12


13a

13b


13c





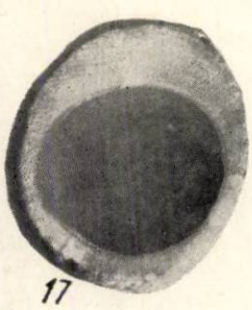


Fig. 14. — *Medeela* sp., 2 × Ohaba — D. Dumbrăviţa.
Fig. 15. — *Medeela* (*Fossulites*) sp., 2, 5 × Ohaba — D. Dumbrăviţa.
Fig. 16 a, b, c — *Durania connectens* n. sp., mărime naturală, Ohaba.
Fig. 17. — *Durania connectens* n. sp., formă tînără, mărime naturală, Ohaba.

proeminență a interbandei sînt caractere care amintesc specia *Durania blayaci* (Toucas). Descriind această specie nouă, T o u c a s o consideră de altfel drept o mutație a speciei *Sauvagesia nicaesei*, de care se deosebește printr-o costație mai fină, prin interbandă în relief și prin absența crestei ligamentare. Înlocuirea crestei ligamentare la un exemplar tînăr printr-un rudiment abia vizibil (fig. 2, h, pl. II, fig. 7, c) argumentează o avansare în procesul de evoluție.

D o u v i l l é plasează această pierdere a caracterelor generice la unele forme de *Sauvagesia* și transformarea lor în *Duranii*, în cenomanianul superior.

Această nouă specie, constituind un tip de tranziție, precum și prezența speciei *Durania delphinensis* Moret în depozitele vraconiene de la Fauge pledează pentru o vîrstă mai timpurie a acestui proces.

CONSIDERAȚII PALEOECOLOGICE

Compusă exclusiv din radiolitide, organisme cu largi posibilități de adaptare, fauna de rudiști de la Ohaba este ilustrată prin indivizi de talie mică, cea mai mare parte aparținînd genurilor cu organizație sifonală intratestacee.

Această configurație a asociației este consecința unui mediu neprielnic, în special din punctul de vedere al purității.

Caracteristice pentru această faună de radiolitide sînt tipuri întrunind caractere hibride, forme în curs de evoluție, fapt care decurge probabil din tendința de adaptare a acestor organisme la biotopul respectiv.

Prezența nerineelor și itruviilor denotă o salinitate marină normală a acestui biotop, suspensiile terigene datorîndu-se unor puternici curenți de țărm și nu aportului fluviatil.

★

Prin poziția stratigrafică pe care o ocupă, fauna de radiolitide de la Ohaba indică cenomanianul inferior.

Sînt caracteristice pentru această faună tipurile vădind tendința de perfecționare a unei organizații sifonale intratestacee și în general forme întrunind caractere hibride.

Formele aparțin provinciei faunistice sud-mediteraneene.

BIBLIOGRAFIE

1. Astre G., *Radiolitidés Nord Pyrinéens*, Mém. Soc. Géol. France, N. S., Paris, 1954, **XXXIII**, *71*, *3—4*.
2. — *Recherches sur l'organisation et la vie des Radiolitidés*, Mém. Soc. Géol. de France, N.S., Paris, 1957, *80*.
3. Bayle E., *Observations sur le Sphaerulites foliaceus Lamarck*, B.S.G.F., 1855—1856, seria 2, **XIII**.
4. Choffat P., *La faune crétacique du Portugal*, Section des travaux du Portugal, Lisabonne, 1886, **I**, **II**.

5. Douvillé H., *Sur la classification des Radiolitidés*, B.S.G. F., Paris, 1908, seria 4, **VIII**.
6. — *Les Rudistes et leur évolution*, B.S.G.F., Paris, 1935, seria 5, **V**.
7. — *Sur un nouveau genre de Radiolites*, B.S.G.F., (IV), Paris, 1902, **II**.
8. — *Etudes sur les Rudistes*, Mém. Soc. Géol. de France, Paris, 1910, *41*.
9. Dechasseaux C., *Les Rudistes*, Le Rev. Sc., 81-e année, fasc. 5, Paris, 1943.
10. Kühn O., *Présentation du mémoire de Wiontzek*. Pal. Zentralbl., 1934, *4*.
11. — *Fossilium Catalogus*, Paris 54, Rudistae, Berlin 1932.
12. Laufer T., *Geologia împrejurimilor oraşului Haţeg*, An. Inst. geol., Bucureşti, 1920, **X**.
13. Mamulea A., *Cercetări geologice în regiunea Sînpetru-Pui (Haţeg)*, An. Com. geol. Bucureşti, 1953, **25**.
14. Milovanović B., *Sur la structure de la zone siphonale du genre Medeela Parona*, An. Géol. de la Péninsule Balcanique, Belgrad, 1939, **XVI**, 77—88.
15. — *La zone siphonale des Rudistes*, Bull. Serv. Géol. et Géoph. de Serbie, Belgrad, 1957.
16. Moret L., *Durania delphinensis, nouvelle espèce de rudiste du Vraconien de la Fauge*, Trav. Lab. Géol. Grenoble, 1936, **XVIII**.
17. Parona C. F., *Ricerche sulle rudiste*, Mém. Inst. Géol., Padova, 1926, **VII**.
18. Piveteau J., *Traité de Paléontologie*, **II**, Paris, 1952.
19. Toucas M. A., *Etudes sur la classification et l'évolution des Radiolitidés*, Mém. S.G.F., Paris, 1907—1909, *36*.

Institutul geologic al Comitetului de Stat al Geologiei

Primit în redacţie la data de 30 iunie 1965

RELAȚII ÎNTRE MIȘCĂRILE TECTONICE, PROCESELE DE SEDIMENTARE ȘI MAGMATISMUL OFIOLITIC ÎN CRETACICUL SUPERIOR DIN MUNȚII VÎLCAN (CARPAȚII MERIDIONALI)

DE

GR. POP

55(05)

Depozitele cretacic superioare din Munții Vîlcan sînt constituite predominant din roci argiloase și grezoase care în ansamblu, constituie o formațiune cu caractere de prefliș. Pe fondul acestei formațiuni este grefat faciesul de tip wildflysch care reprezintă efectul mișcărilor tectonice contemporane cu sedimentarea, de-a lungul unor fracturi de profunzimi variate. De aceleași fracturi a fost legat magmatismul ofiolitic.

Munții Vîlcan se situează în partea central-sudică a Carpaților Meridionali și sînt constituiți în cea mai mare parte din roci cristaline peste care se dispune cuvertura de depozite paleozoice și mezozoice.

Depozitele cretacicului superior din acești munți îmbracă deseori faciesul de tip „wildflysch" sau „Strate cu blocuri".

Acest facies, pînă în prezent, a constituit obiectul multor cercetări în diferite țări. În Europa se cunoaște sub numele de „wildflysch", dat de H. K a u f m a n n încă din 1868. Ulterior, el a fost definit uneori ca o asociație de roci cretacice și terțiare sau ca o formațiune alpină de natură orogenică. Recent, fenomenelor de alunecare-acumulare li s-a dat numele de „Olistostroma" (2).

Geologii americani descriu astfel de depozite sub numele de „Argile cu blocuri" sau „Strate cu blocuri" (Boulder beds). În ultimii ani a fost propusă denumirea de „Diamictite" pentru astfel de faciesuri (7).

Este bine cunoscut faptul că acest facies are o răspîndire mai mare în regiunile alpine, însă limitarea lui în timp, admisă de unii cercetători, nu este justificată întrucît astfel de faciesuri au fost întîlnite și în terenurile paleozoice.

St. și cerc. de geol., geof. și geogr., Seria geologie, t. 11, nr. 1, p. 39–49, București, 1966.

Masa fundamentală de roci în care sînt cantonate caracterele faciesului de wildflysch au fost descrise, după diversele cazuri, ca fiind constituită din roci argiloase, grezoase, marnoase sau din depozite de tip fliș. Din această cauză există tendința de a limita numele de wildflysch la un facies în care masa fundamentală este constituită dintr-o asociație litostratonomică de tip fliș, care cuprinde olistolite, nivele de brecii și conglomerate, cu elemente nesortate și dispuse haotic.

Rezultă că numele de wildflysch nu ar exprima suficient de bine faciesul acestor depozite, pentru că de foarte multe ori caracterele lui litologice și stratonomice se regăsesc în depozite cu puține sau fără caractere de fliș, cum sînt preflișurile, postflișurile și molasele.

În general, se admite astăzi că wildflysch-ul, ca și boulder beds reprezintă un facies orogenic. Fără îndoială că acesta este un facies sindiastrofic, dar legat de un regim tectonic specific și care se manifestă, mai mult sau mai puțin local, în mai multe etape de evoluție a unui geosinclinal.

Pentru toate aceste motive sîntem în favoarea atribuirii unei denumiri unice acestor depozite, cum ar fi strate cu blocuri sau olistostrome, indiferent de rocile care constituie masa lor fundamentală (prefliș, fliș, postfliș sau molasă).

Faciesul la care ne referim, din Munții Vîlcan, nu formează o masă continuă. El apare însă destul de frecvent în toată regiunea și la diferite nivele în succesiunea depozitelor cretacic superioare. Acest facies este grefat pe fondul argilos și grezos al cretacicului superior, care în ansamblu constituie o formațiune cu caractere de prefliș [1].

Faciesul de tip wildflysch a mai fost descris sumar de noi într-o lucrare care se referă la sectorul de la vest de valea Bistriței (12). De asemenea, a fost semnalat și de V. Mutihac [2]. În Podișul Mehedinți, Al. Codarcea (4) a semnalat pentru prima dată existența blocurilor de calcare și a rocilor conglomeratice tilloide în depozitele cretacic superioare. În sectorul de la Baia de Aramă acest facies a fost descris succint de C. N. Drăghici [3].

SUCCESIUNEA DEPOZITELOR JURASICE ȘI CRETACIC INFERIOARE

Depozitele jurasice și cretacic inferioare, întîlnite deseori și sub formă de olistolite, sînt răspîndite îndeosebi pe versantul sudic al Munților Vîlcan.

---

[1] Considerăm preflișul o formațiune care în spațiu și în timp precede depunerea flișului, în sensul lui L. R. Contescu. („Preflych et Postflych, deux formations géosynclinales syndiastrophiques". Trav. VI-e Congr. Assoc. Géol. Carpato-Balkanique, Varșovia-Cracovia, 1963), sub tipar.

[2] V. Mutihac, *Stratigrafia și structura geologică a sedimentarului danubian din nordul Olteniei (între valea Motrului și valea Jiului)*, lucrare susținută în ședința de comunicări a Institutului geologic, martie 1963.

[3] C. N. Drăghici. *Sedimentarul autohton dintre Cloșani și Obîrși-Godeanu (Podișul Mehedinți)*, comunicare susținută în ședința din 29 mai 1964 a aceluiași institut.

Succesiunea litologică a acestor depozite arată o evoluție geologică normală a regiunii, de tip miogeosinclinal, care începe cu formațiunea terigenă inferioară, reprezentată prin rocile grezoase liasice, urmată de formațiunea calcaroasă care aparține doggerului, malmului și cretacicului inferior.

Depozitele liasice sînt constituite predominant din gresii arcoziene cu intercalații subordonate de gresii argiloase și argile grezoase roșcate, verzui sau negricioase. În sectorul localității Schela sînt formate îndeosebi din argile șistoase negricioase cu intercalații de gresii, cuprinse în complexul formațiunii de Schela. Grosimea depozitelor liasice variază foarte mult, ajungînd de la cîțiva metri pînă la 60 — 80 m (la est de Călugăreni).

Doggerul este reprezentat prin calcare grezoase, spatice, cenușii sau negricioase, uneori organogene, substituite deseori pe direcție cu alte tipuri de roci carbonatice (roci dolomitice, calcare pseudo-oolitice). Grosimea lor variază de la 1 m pînă la cîțiva metri. Este răspîndit mai mult pe versantul de sud al Munților Vîlcan.

Malmul este constituit dintr-un complex de roci carbonatice, situate în jumătatea inferioară a formațiunii calcaroase, și atinge o grosime pînă la 200 m. Printre tipurile principale de roci menționăm rocile dolomitice, frecvente mai ales pe versantul sudic al Munților Vîlcan, la vest de valea Susenilor, și diferite tipuri de calcare (calcare organogene, pseudo-oolitice, calcare fine etc.), de obicei cu o stratificație evidentă.

Între rocile malmului și cele din prima parte a cretacicului inferior există în cele mai multe cazuri o asemănare litologică, fapt care face dificilă separarea lor.

Cretacicul inferior este constituit din calcare organogene, pseudo-oolitice și criptocristaline. Spre partea lui superioară se întîlnesc frecvent calcare masive sau în bancuri groase cu pachyodonte. În alte locuri (munții Pleșa, Pleșcioara) calcarele cretacicului inferior sînt dispuse în strate subțiri sau în plăci.

Albianul este constituit din roci marno-calcaroase, cenușii și gălbui, mai mult sau mai puțin argiloase și cu rare intercalații grezoase, a căror grosime variază de la 2 — 3 m pînă la 60 m (Runcu). Grosimea variabilă a acestui complex de roci a fost determinată probabil atît de condițiile inițiale de sedimentare, cît și de eroziunea la care au fost supuse după formarea lor.

Aceste depozite se dispun deseori discordant peste calcarele cretacicului inferior și sînt răspîndite îndeosebi în extremitatea sudică a Munților Vîlcan, între localitățile Tismana și Schela. El constituie un complex cu caractere litologice aproape constante în toată regiunea și corespund orizontului inferior al stratelor de Nadanova (6).

În mișcările tectonice ulterioare formării lor, aceste depozite, prin componența lor, s-au comportat aproape la fel ca și calcarele cretacicului inferior. Din această cauză ele formează împreună cu aceste calcare olistolite cuprinse în depozitele mai noi.

Aceste depozite reflectă o schimbare relativ bruscă în ambianța de sedimentare sub influența diastrofismului austric. Concomitent cu depune-

rea lor s-au uniformizat condițiile de sedimentare în Munții Vîlcan, precum și în cea mai mare parte a domeniului danubian al Carpaților Meridionali.

Grosimea medie a depozitelor cretacicului inferior este de aproximativ 250 — 300 m.

CRETACICUL SUPERIOR

Depozitele argilo-grezoase care succed pe acelea atribuite albianului au fost raportate de G. Manolescu eocretacicului (8). În 1936 Al. Codarcea a remarcat în sectorul văii Susița (5) apartenența acestora la cretacicul superior.

Cercetările efectuate de către Al. Codarcea și D. Mercus (6) în Podișul Mehedinți au pus în evidență apartenența lor la cretacicul superior.

Cercetările întreprinse de noi pînă în prezent (12), mai ales pe versantul sudic al Munților Vîlcan, ca și observațiile făcute asupra unor iviri de depozite cretacic superioare de pe versantul nordic al acelorași munți și în extremitatea estică a Podișului Mehedinți, ne-au condus la aceleași concluzii în ce privește vîrsta lor.

Din punct de vedere litologic, depozitele cretacicului superior contrastează cu formațiunile mezozoice mai vechi, avînd predominant un caracter argilos și grezos în care se recunosc frecvent texturi de alunecări submarine și olistolite.

În partea inferioară a acestor depozite în general abundă argilele și gresiile argiloase negricioase, uneori cu intercalații de marno-calcare, iar în partea superioară, gresiile și argilele de culoare cenușie, gălbuie sau verzuie. În aceste depozite există numeroase variații laterale și verticale de facies, ceea ce face dificilă separarea unor orizonturi sau complexe de roci cu o răspîndire regională.

Față de regiunea la care ne referim, depozitele cretacicului superior ocupă o suprafață redusă pe cei doi versanți ai Munților Vîlcan. Pe versantul sudic se întîlnesc la Cloșani și de la Vîlcele pînă la Schela. Sub forma unor petece de dimensiuni variate se întîlnesc la sud de Poiana Bordului, în Muntele Pleșa și pe Piatra Boroștenilor. Pe versantul de nord, ele se prezintă sub forma unei fîșii întrerupte din loc în loc, care apare de sub cristalinul Pînzei Getice, între Iscron și Bărbăteni (fig. 1).

Deși aceste depozite sînt puțin răspîndite în Munții Vîlcan, ele ne oferă date interesante cu privire la condițiile paleogeografice și tectonice din timpul cretacicului superior.

TIPURI PRINCIPALE DE ROCI ȘI TEXTURI DE ALUNECĂRI SUBMARINE

Roci argiloase. Dintre tipurile de roci amintite, argilele sînt dintre cele mai răspîndite. Foarte frecvent ele sînt grezoase și slab grezoase. Aceste roci au o stratificație clară numai atunci cînd alternează cu gresii. În acest caz, aproape întotdeauna au grosimi reduse. Deseori se prezintă

sub forma unor argile cu o stratificație vagă sau sînt lipsite de stratificație, cînd au aspect de obicei șistos și grosimi mari. Frecvent rocile argiloase au aspect frămîntat, haotic și nodulos.

Aproape întotdeauna depozitele argiloase ale cretacicului superior au un aspect cavernos. Acest aspect este rezultatul alterării selective a

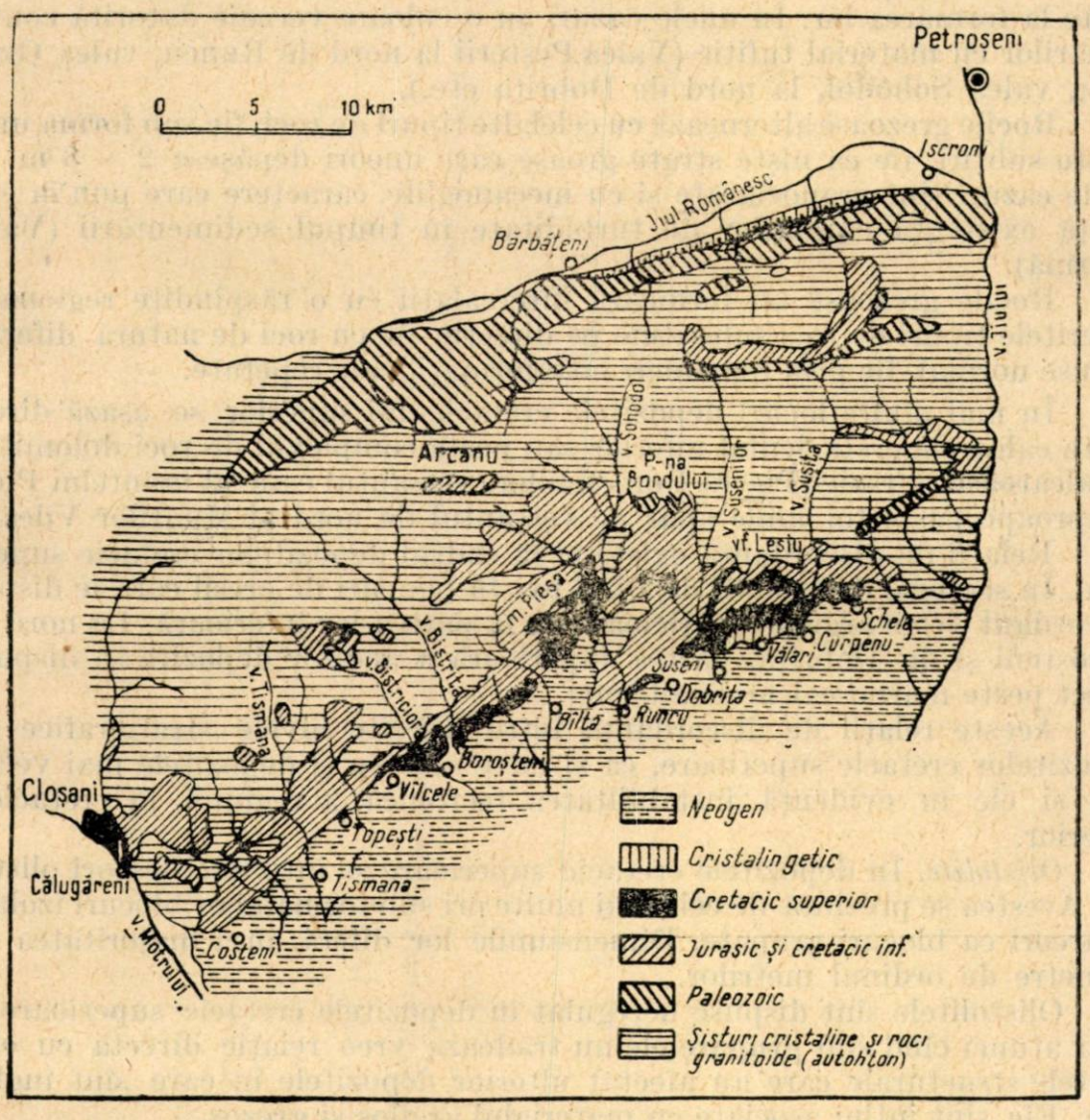


Fig. 1. — Schița răspîndirii depozitelor cretacic superioare din Munții Vîlcan.

unor elemente detritice de calcare, marno-calcare și probabil a unor elemente de natură eruptivă.

Frecvent, texturile și structurile acestor roci, cum sînt argilele șistoase dispuse haotic, microcutele de alunecare și aspectul lor nodulos, arată alunecări submarine provocate de instabilitatea tectonică din timpul sedimentării lor.

Prezența unor astfel de texturi la diferite nivele în succesiunea depozitelor cretacic superioare indică o ritmicitate a mișcărilor tectonice. Pro-

babil că în legătură cu mișcările tectonice fenomenele de tixotropie au avut un rol însemnat în declanșarea curgerilor de mîluri.

Roci grezoase. Aceste roci sînt destul de frecvente și sînt dispuse sub formă de strate de dimensiuni variate. La alcătuirea lor participă cuarțul, muscovitul și într-un procent mai scăzut feldspații.

Culoarea gresiilor variază în funcție de matricea argiloasă care ia parte la formarea lor. În unele cazuri au o culoare verzuie datorită contaminărilor cu material tufitic (Valea Peșterii la nord de Runcu, valea Grestova, valea Sohodol, la nord de Dobrița etc.).

Rocile grezoase alternează cu celelalte tipuri de roci, fie sub forma unor strate subțiri, fie ca niște strate groase care uneori depășesc 2 — 3 m. În unele cazuri sînt granoclasate și cu mecanoglife, caractere care pun în evidență existența curenților de turbiditate în timpul sedimentării (Valea Bătrînă).

Rocile grezoase nu formează intercalații cu o răspîndire regională. Diferitele tipuri de roci substituie pe direcție fie cu roci de natură diferită depuse normal, fie prin remanieri intraformaționale repetate.

În mai multe locuri depozitele cretacicului superior se așază direct peste calcarele cretacicului inferior sau peste complexul de roci dolomitice și calcaroase, jurasic (Piatra Boroștenilor, versantul estic al muntelui Pleșa și aproape peste tot unde apar pe versantul de nord al Munților Vîlcan).

Relații de discordanță există și în cadrul depozitelor cretacic superioare. În sectorul de la nord de Bîlta există bancuri de gresii care se dispun discordant peste argilele negricioase de la partea lor inferioară. La nord de Boroșteni și de Dobrița, partea superioară a acestor depozite se dispune direct peste marno-calcarele albiene.

Aceste relații de discordanță între diferite nivele stratigrafice ale depozitelor cretacic superioare, ca și între acestea și depozitele mai vechi, pun și ele în evidență instabilitatea tectonică a regiunii în cretacicul superior.

Olistolite. În depozitele cretacic superioare se întîlnesc deseori olistolite. Acestea se prezintă de cele mai multe ori sub forma unor blocuri izolate și rareori ca blocuri grupate. Dimensiunile lor diferă, însă majoritatea au diametre de ordinul metrilor.

Olistolitele sînt dispuse neregulat în depozitele cretacic superioare și chiar atunci cînd sînt grupate ele nu trădează vreo relație directă cu elementele structurale care au afectat ulterior depozitele în care sînt înglobate. Ele sînt intim asociate cu materialul argilos și grezos.

Constituția petrografică a olistolitelor este variată. Ele rezultă atît din depozitele mezozoice mai vechi, cît și din rocile depozitelor cretacic superioare.

O mare parte din olistolite sînt formate din calcare cenușii sau albicioase, fine, de vîrstă jurasic superioară sau cretacic inferioară, calcare cu pachyodonte sub facies urgonian, calcare spatice cenușii pe care le atribuim doggerului (valea Grestova, la nord de Bîlta). La obîrșia Văii Tinere (fig. 2) se află un olistolit enorm (500 m lungime) constituit din calcare și roci dolomitice cenușii. De asemenea, pe dealul Igirosu (la nord de Dobrița) se întîlnesc olistolite formate din roci dolomitice și calcare de vîrstă jurasic

superioară. La sud de muntele Pleșa și pe Valea Peșterii, în depozitele cretacicului superior, se întîlnesc blocuri reprezentate prin calcare slab organogene cretacic inferioare, asociate cu marno-calcare și argile albiene,

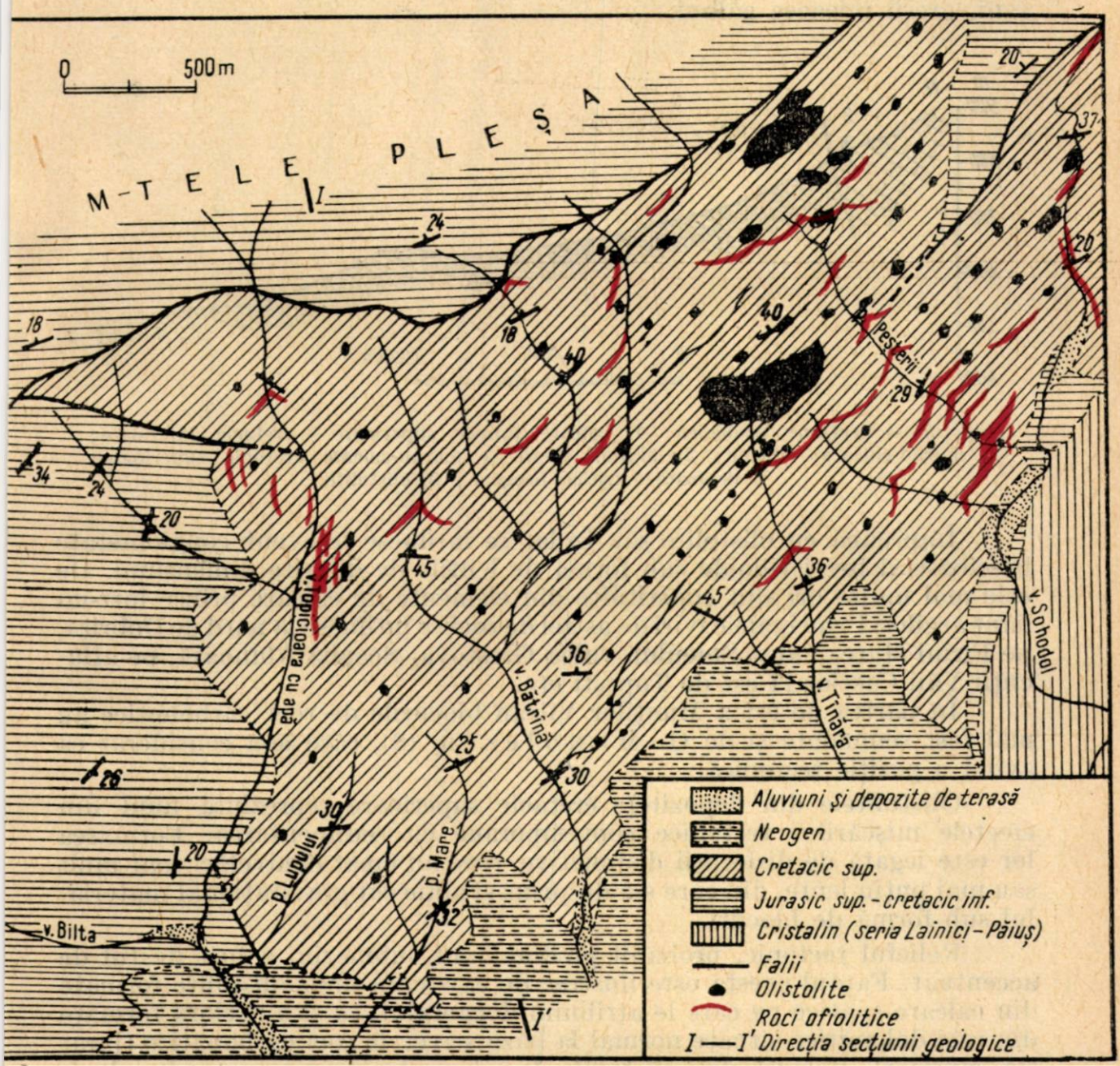


Fig. 2. — Schița răspîndirii principalelor iviri de olistolite și roci ofiolitice la sud de muntele Pleșa.

care constituie împreună olistolite. În sectorul Vălari-Schela se întîlnesc frecvent blocuri de gresii cuarțitice negricioase, asemănătoare depozitelor din formațiunea de Schela.

Uneori, se întîlnesc olistolite formate din tipurile de roci întîlnite în depozitele cretacic superioare, reprezentate prin gresii micacee negricioase și gălbui. Astfel, pe valea Grestova se întîlnesc olistolite sub forma unei gresii grosiere cavernoase, iar pe valea Gura Văii (nord de Bîlta) și la Cloșani, gresii micacee gălbui.

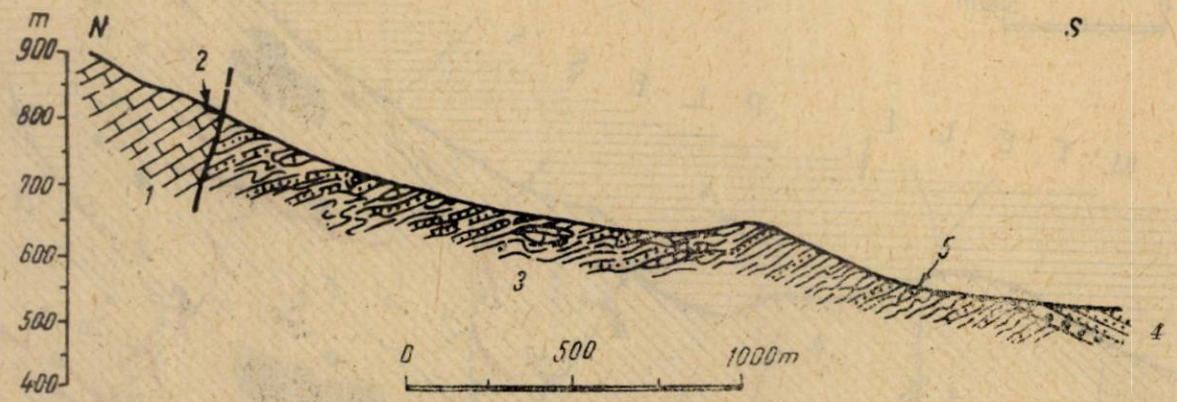


Fig. 3. — Secțiune geologică; 1, calcare jurasic superioare — cretacic inferioare; 2, marno-calcare albiene; 3, argile, gresii și marno-calcare cretacic superioare; 4, depozite detritice neogene; 5, olistolite.

Împreună cu olistolite sau izolat se întîlnesc frecvent conglomerate brecioase și breci tilloide sub formă de lentile de diferite dimensiuni. De cele mai multe ori sînt constituite din elemente de calcare prinse într-un liant argilos. Principalele iviri de astfel de roci se întîlnesc la nord de Dobrița, pe Pîrîul Mare, Valea Smeului, valea Grestova, Scoaba Alunoasă, pe afluenții Văii Caselor la est de Topești etc.

În partea de est a Munților Vîlcan blocurile de roci carbonatice au mai fost semnalate și de G. Manolescu (8), care le-a considerat ca avînd o poziție tectonică.

Olistolitele din depozitele cretacic superioare reprezintă unul din efectele mișcărilor tectonice contemporane cu sedimentarea. Formarea lor este legată de dislocații disjunctive, care au creat denivelări mai mult sau mai puțin lente, din care s-a desprins și alunecat gravitațional materialul sub formă de blocuri.

Relieful tectonic, probabil predominant submarin, a fost destul de accentuat. Faptul acesta este ilustrat de existența unor olistolite formate din calcare spatice pe care le atribuim doggerului, ca și a acelora formate din roci dolomitice situate normal la baza stivei de roci carbonatice (jurasic superior). Rezultă deci că faliile de-a lungul cărora s-au produs denivelările reliefului submarin au fost destul de mari, atingînd valori de ordinul sutelor de metri.

Faliile adînci au dus la schițarea unor structuri cretacic superioare, după care au fost reactivate în mișcările ulterioare. Printre acestea s-ar putea menționa falia de la sud de muntele Pleșa (fig. 3) și falia de la nord de Bîlta, Dobrița și Vălari.

Structurile care au furnizat olistolitele sînt greu de localizat. Totuși este evident că olistolitele au aceeași natură petrografică ca și depozitele jurasice și cretacic inferioare din regiunea la care ne referim, ceea ce presupune o sursă relativ apropiată.

Existența olistolitelor la diferite nivele stratigrafice ilustrează de asemenea, caracterul intermitent al mișcărilor tectonice verticale din timpul cretacicului superior.

Roci ofiolitice. În depozitele cretacic superioare se întîlnesc frecvent roci ofiolitice. În partea de est a Munților Vîlcan acestea au fost studiate și de G. M a n o l e s c u , care le-a conferit o vîrstă sincronă cu aceea a șariajului getic.

Rocile ofiolitice sînt reprezentate prin diabaze, serpentine, roci bazice cu caractere bazaltoide, tufite diabazice, contaminate într-o măsură mai mare sau mai mică cu material de natură sedimentară. Din această cauză, structura acestor roci variază foarte mult, ajungînd pînă la gresii tufitice verzui.

Dintre aparițiile mai importante de roci ofiolitice menționăm pe acelea de pe valea Sohodol, Valea Peșterii, valea Topicioara cu apă, Valea Socilor, Valea Smeului, Scoaba Alunoasă și serpentinele de pe versantul nordic al Munților Vîlcan.

Rocile ofiolitice se dispun frecvent sub formă de lentile, dar și ca strate de dimensiuni variate, care alternează cu gresii și argile grezoase (valea Sohodol, Valea Peșterii, Valea Socilor etc.).

Rocile tufitice și relațiile rocilor ofiolitice cu cele sedimentare arată că magmatismul ofiolitic a fost contemporan cu depunerea sedimentelor cretacice superioare. De aici rezultă și vîrsta lor neocretacică.

Rocile ofiolitice sînt legate de aceleași falii adînci care au provocat texturile și structurile faciesului de tip wildflysch.

CONTROLUL TECTONIC AL SEDIMENTĂRII ȘI MAGMATISMUL OFIOLITIC

Relațiile dintre mișcările tectonice, sedimentare și magmatismul ofiolitic din cretacicul superior sînt ilustrate în mare măsură de faciesul de wildflysch sau strate cu blocuri.

De altfel și depozitele mai vechi ilustrează într-o oarecare măsură raportul între mișcările verticale și acumulările de sedimente.

În regiunea la care ne referim, faza geosinclinală alpină începe cu liasul reprezentat prin roci arcoziene. Variațiile bruște în grosime ale depozitelor liasice, menționate și într-o altă lucrare (12) probabil că au fost provocate de flexuri de amploare redusă care au funcționat în timpul depunerii sedimentelor.

Existența rocilor carbonatice organogene, pseudo-oolitice și dolomitice în jurasicul mediu și superior ilustrează, fără îndoială, că în acest timp regiunea s-a comportat ca o zonă marină cu adîncimi relativ reduse, afectate de o subsidență lentă și ritmică (12). Această zonă a fost limitată probabil la partea internă de falia majoră a Cernei și a Jiului românesc prin care a fost separată de zonele mai interne și mai profunde ale Carpaților Meridionali (11).

La sfîrșitul jurasicului și în prima parte a cretacicului inferior, existența microfaciesurilor cu tintinide sugerează o afundare sporită cel puțin în anumite sectoare, după care a urmat o stagnare sau chiar o ușoară ridicare, însoțită de instalarea faciesului urgonian. Această situație se poate deslușI mai ales în sectorul de sud-vest și nord al Munților Vîlcan. În partea lor centrală și sud-estică se pare că în timpul cretacicului inferior sedimentarea mîlurilor carbonatice a avut loc în condițiile unei subsidențe mai accentuate, evidențiată de calcare în strate subțiri sau în plăci și de grosimi mai mari.

Rezultă că, în general, o mare parte din regiunea Munților Vîlcan în timpul jurasicului și cretacicului inferior a funcționat ca o zonă mai ridicată, afectată de o subsidență ritmică diferențială mai încetinită față de zonele de sedimentare mai interne ale Carpaților Meridionali.

Structurile și constituția litologică a depozitelor jurasice și cretacic inferioare nu trădează prin nici un element existența unor mișcări de tensiune cu influențe asupra proceselor de sedimentare, ci numai mișcări verticale.

Spre sfîrșitul cretacicului inferior, în albian (probabil albian superior), condițiile de sedimentare s-au schimbat relativ brusc. Sedimentele carbonatice au fost înlocuite cu cele marno-argiloase și grezoase. Poziția discordantă a depozitelor marno-calcaroase (albiene) peste calcarele sub facies urgonian, ca și lipsa lor semnalată în cîteva locuri din Munții Vîlcan, ilustrează mișcări verticale de amploare mai mare. Aceste mișcări au afectat o mare parte a domeniului danubian al Carpaților Meridionali, ducînd la încetarea funcționării zonelor de sedimentare cunoscute în jurasic și cretacicul inferior.

În cretacicul superior, în regiunea Munților Vîlcan s-au manifestat mișcări verticale sau subverticale cu caracter intermitent. Modul lor de manifestare se deslușește din particularitățile litologice și stratonomice ale depozitelor sub facies de tip wildflysch sau strate cu blocuri.

Aceste mișcări verticale au avut loc de-a lungul unor fracturi adînci manifestate la suprafață probabil printr-un sistem de falii, care au creat denivelări pronunțate ale reliefului submarin. Acest relief tectonic a controlat distribuția neuniformă a diferitelor tipuri de sedimente.

Relieful tectonic creat de fracturile adînci probabil că a fost exprimat prin faleze și creste din care s-au desprins blocuri de dimensiuni variate care formează olistolitele.

Variatele aspecte ale alunecărilor submarine, cum sînt olistolitele, pachetele de argile nestratificate dispuse haotic, microcutele de alunecare, breciile și conglomeratele cu elementele dispuse haotic și nesortate, variațiile litologice pe distanțe mici, discordanțele cu caracter mai mult sau mai puțin local și variațiile în grosime ale depozitelor, dovedesc existența reliefului tectonic instabil în cretacicul superior. Instabilitatea tectonică mare, ca și caracterul intermitent al mișcărilor verticale sînt ilustrate de alternanța repetată a depozitelor de tip wildflysch cu acelea depuse normal.

Constituția litologică și stratonomia depozitelor cretacic superioare din Munții Vîlcan arată că faciesul la care ne referim s-a dezvoltat pe fondul formațiunii de prefliș, care corespunde unei accentuări a mișcărilor de distensiune a geosinclinalului. Rezultă că pînă în cretacicul superior,

probabil, în această regiune mișcările plicative nu s-au făcut simțite. Dacă au existat totuși, influența lor a fost minoră, iar caracterele haotice ale depozitelor au fost date de relieful tectonic creat de faliile adînci.

Aceleași fracturi care au dus la formarea reliefului tectonic au condiționat probabil căile de migrare spre suprafață a magmelor cu caracter bazic.

Rocile ofiolitice din depozitele la care ne referim confirmă faptul că în cretacicul superior regiunea Munților Vîlcan a fost afectată de fracturi de adîncimi mari, care au însoțit mișcările mai accentuate de distensiune.

Intermitența acestor mișcări este justificată de prezența rocilor ofiolitice la mai multe nivele stratigrafice în depozitele cretacic superioare. Influența reliefului tectonic asupra revărsărilor lavelor bazice se reflectă de asemenea prin modul de zăcămînt al rocilor ofiolitice, care se dispun sub formă de lentile de lungimi și de grosimi variate.

Rocile ofiolitice din depozitele cretacic superioare indică o evoluție a regiunii de la un regim de sedimentare de tip miogeosinclinal la altul de tip eugeosinclinal.

Erupțiile ofiolitice reprezintă un magmatism inițial. Ele corespund unei etape timpurii de orogeneză, legată de faza de distensiune accentuată a geosinclinalului.

BIBLIOGRAFIE

1. Aubouin J., *A propos d'un Centenaire*; *Les aventures de la notion de géosinclinal*, Revue de Géogr. Phys. et de Géol. dyn., 1959, **12**, 3.
2. Beneo E., *Accumuli terziari di risedimentazione (olistostroma) nell'Appennino centrale e frane sottomarine*, Boll. Soc. Geol. Italia, 1956, **LXXVII**.
3. Brun J. H., *Les sutures ophiolitiques. Contributions à l'étude des relations entre phénomènes magmatiques et orogéniques*, Rev. Géogr. Phys. et de Géol. dyn., 1961, **IV**, 2.
4. Codarcea Al., *Vues nouvelles sur la tectonique du Banat Méridional et du Plateau de Mehedinți*, An. Inst. Géol. Roum., 1940, **XX**.
5. — *Contributions à la tectonique de Carpates Meridionales*, C. R. Séances, 1941, **XXV**.
6. Codarcea Al. și Mercus D., *Asupra vîrstei stratelor de Nadanova*, Com. Acad. R.P.R., 1959, **IX**, *8*.
7. Plint R. F., Sanders J. E. and Rodgers J., *Diamictite, a substitute term for symmictite*, Bull. Géol. Soc. Am., 1960, **71**, *4*.
8. Manolescu G., *Etudes géologiques et pétrographiques dans les Monts Vulcan*, An. Inst. géol. Roum. 1937, **XVIII**.
9. Mercus D., *Contribuții la cunoașterea litologiei stratelor de Nadanova*, St. și cerc. de geol., 1961, **VI**, *3*.
10. Peive A. V., *Legăturile sedimentării, cutării, magmatismului și zăcămintelor de minereuri cu fracturile de adîncime*, Anal. Rom. Sov., Seria geol.-geogr., 1956, *4*.
11. Pop Gr., *Contributions à la connaissance du Paléozoïque et du Mésozoïque dans les parties E et NW du Massif Godeanu (Carpates méridionales)*, Rev. Roum. géol., géophis. géogr., Série Géol., 1964, **8**, *1—2*.
12. — *Prezența rocilor dolomitice în depozitele mezozoice din regiunea Tismana și semnificația lor (Carpații Meridionali)*, St. și cerc. de geol. geofiz. geogr., Seria geol., 1965, **10**, *1*.
13. Trumpy R., *Quelques problèmes de paléogéographie alpine*, Bull. Soc. Géol., France, 1957, **VII**, *4—5*.

Institutul de geologie și geografie
al Academiei Republicii Socialiste România
Primit în redacție la data de 27ian. 1965

FLIȘUL CRETACIC DIN PARTEA DE NORD A MUNȚILOR BARAOLTULUI

DE

LORIN R. CONTESCU

55(05)

În teritoriul cercetat au fost separate și descrise orizontul mediu și orizontul superior al stratelor de Sinaia (valanginian-hauterivian), un fliș cu marno-calcare numeroase (barremian) și un fliș cu gresii în strate groase (apțian).
Tectonica regiunii se caracterizează prin lipsa de liniaritate și de constanță pe direcție a structurilor. Un ultim capitol este rezervat discutării poziției flișului cretacic din Munții Baraoltului în cadrul zonei flișului din Carpații Orientali și încadrării anticlinoriului Baraolt în ansamblul structural al curburii Carpaților.

Începută în anul 1958, cercetarea stratigrafiei și tectonicii flișului cretacic din Munții Baraoltului a fost continuată și în anii următori, astfel încît în 1961 a putut fi redactată harta geologică a părții de sud și de sud-vest a Munților Baraoltului (9). Mai tîrziu (1962 — 1964), lucrările de cartare s-au extins spre nord, pînă acolo unde terenurile cretacice sînt acoperite de rocile eruptive terțiare din Munții Hărghita sau de depozitele pliocen-pleistocene din depresiunile Ciucului și Baraolt — Vîrghiș.

Dispunem, așadar, în momentul de față, de o hartă de ansamblu ridicată la scara 1 : 25 000 a Munților Baraoltului, prima hartă detaliată a acestui teritoriu, necercetat de altfel, după H e r b i c h , decît în mod sporadic și pe suprafețe reduse și izolate unele de altele.

Într-adevăr, pînă de curînd au fost studiate aproape numai depozitele atribuite pliocenului (4), avînd în vedere că în ele se localizau cîteva strate de cărbuni. Flișul cretacic a mai fost cercetat de G. A i l e n i (Vîlcele) și de A. Z b e r e a și colab. (Sf. Gheorghe—Malnaș). O parte a regiunii,

St. și cerc. de geol., geof. și geogr., Seria geologie, t. 11, nr. 1, p. 51–61, București 1966

care constituie obiectul acestei lucrări, a fost cuprinsă în unele hărți publicate (5), (6), (7) sau în manuscris [1].

STRATIGRAFIA DEPOZITELOR EOCRETACICE

În aria situată între Zălan și Aita Mare (la sud), Bicsad, Biborțeni și Baraolt (la nord) și delimitată la est și la vest de cursul Oltului au fost recunoscute aceleași complexe litologice care au fost separate mai de mult (9) în partea de sud a Munților Baraoltului.

VALANGINIAN — HAUTERIVIAN

a) *Orizontul mediu al stratelor de Sinaia* este cel mai vechi orizont în regiunea cercetată. El se dezvoltă mai ales în jumătatea estică a teritoriului cartat (fig. 1). La alcătuirea lui iau parte : gresii cu ciment calcaros și cu numeroase diaclaze umplute cu calcit alb, șisturi argiloase mai mult sau mai puțin carbonatate, adesea cu fețele satinate, calcare marnoase de culoare cenușie-negricioasă, precum și rare intercalații de microbrecii și calcarenite.

În afara acestor tipuri litologice larg răspîndite, apar și roci ceva mai particulare, pe care nu am avut ocazia să le întîlnim în stratele de Sinaia situate la sud de Depresiunea Bîrsei, dar care ne sînt cunoscute în stratele de Sinaia din regiunea izvoarelor Trotușului (11). Este vorba de o alternanță de strate subțiri de gresii fine, lipsite aproape complet de diaclaze umplute cu calcit, de șisturi siltitice fin micacee, de culoare neagră mată, cu fețele frecvent satinate și de rare marno-calcare siltitice negre.

b) *Orizontul superior al stratelor de Sinaia* apare sub forma a două benzi paralele, situate în jumătatea estică a zonei cercetate.

În afara tipurilor de roci asemănătoare acelora din orizontul mediu, se mai adaugă numeroase microbrecii calcaroase și calcarenite cu elemente de șisturi sericitoase, grafitoase și cloritoase, mai rar de micașisturi cu biotit și muscovit, avînd în plus cristale de calcit spatic negru și „puncte" roșcate de hematit. Destul de frecvent se găsesc și gresii în lespezi și chiar în bancuri de 50 — 70 cm grosime, cu „xenolite" de șisturi epimetamorfice, precum și rare strate de conglomerate.

Trebuie menționat că individualizarea orizontului superior al stratelor de Sinaia este mult mai puțin pronunțată în Munții Baraoltului decît

---

[1] D. Patrulius, *Raport asupra regiunii Baraolt-Căpeni-Vîrghiș*, Arh. Com. geol., 1953;

Niță-Pion P., *Prospecțiuni pentru cărbuni în regiunea Vîrghiș-Racoșul de Sus-Baraolt-Buduș-Aita Seacă-Herculian*, Arh. Com. geol., 1954;

Zberea A. și colab., *Raport geologic asupra regiunii Sf. Gheorghe-Aita Mare*, Arh. Com. geol., 1959;

Patrulius D. și colab., *Raport asupra geologiei Munților Baraoltului*, Arh. Com. geol., 1960.

Müntz K. și Cristea V., *Prospecțiuni geologice în regiunea Malnaș-Turia*, Arh. Intrepr. prosp. geol.-geof., Min. ind. petrol-chimie, 1962;

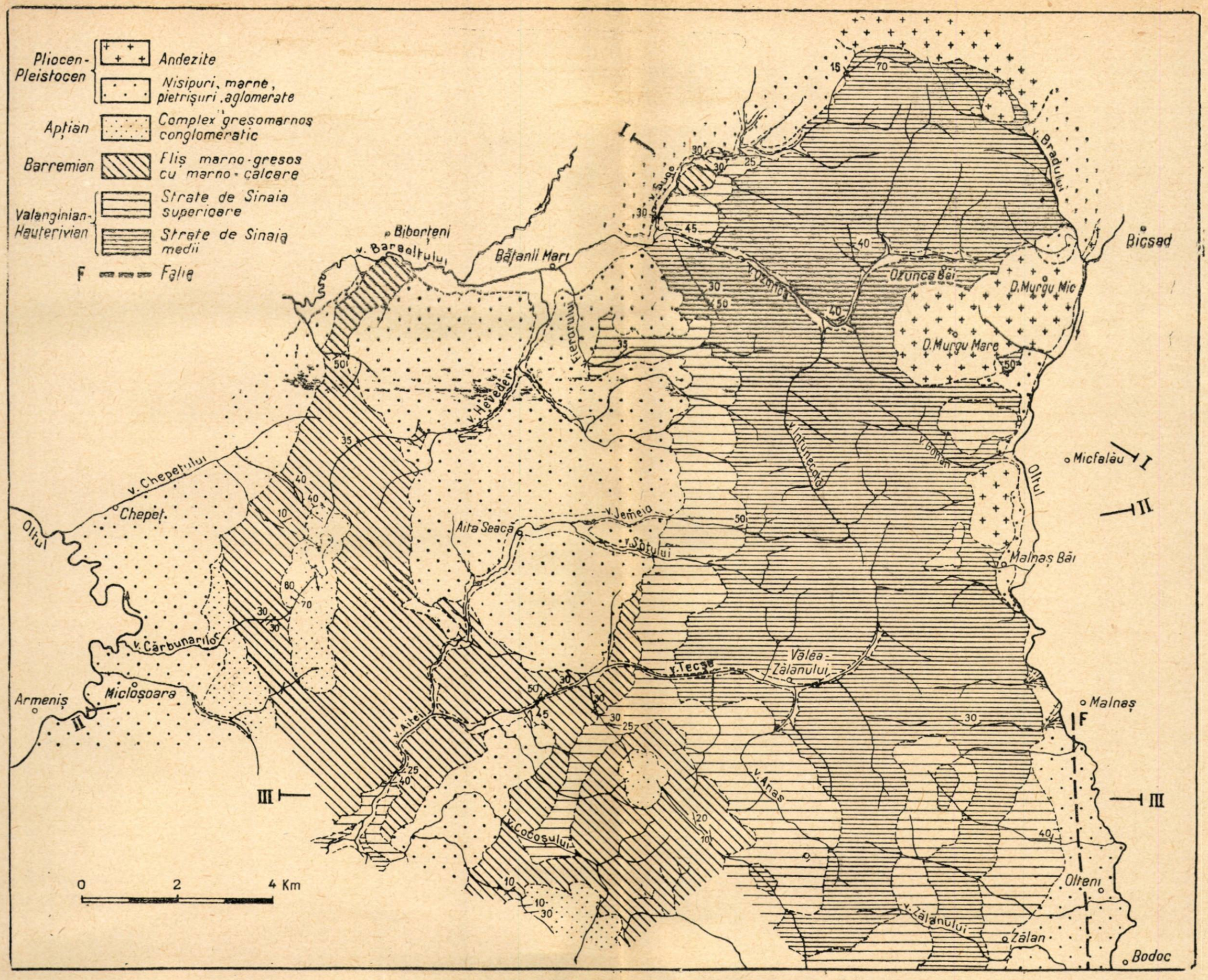


Fig. 1. — Harta geologică a părții de nord a Munților Baraoltului. I—I, II—II, III—III = direcția secțiunilor geologice.

în Munții Baiului, datorită mai ales scăderii frecvenței microbreciilor, calcarenitelor și conglomeratelor atît de caracteristice acestui orizont.

Referitor la vîrsta stratelor superioare de Sinaia, trebuie amintit faptul că, imediat la sud de regiunea cercetată, și anume în valea Belinului, A. Z b e r e a și colab. au găsit în rocile aparținînd orizontului superior numeroase exemplare de *Peregrinella peregrina*. Pe această bază am atribuit stratelor de Sinaia superioare din Munții Baraoltului vîrsta hauterivian-superioară.

Un aspect mai particular îl îmbracă depozitele atribuite orizontului superior al stratelor de Sinaia care se întind între Zălan și Malnaș-sat. Este vorba de o asociație litologică care cuprinde, pe lîngă rocile obișnuite ale orizontului menționat și șisturi argilo-marnoase,uneori foioase, de culoare închisă, căpătînd prin alterare o nuanță ruginie sau mai adesea gălbuie, împreună cu calcare marnoase cenușii și cafenii și calcarenite cu fragmente de calcare verzi. Aceste tipuri litologice, ca și culoarea de alterație galben-roșcată, apropie mult complexul menționat de faciesul stratelor de Comarnic.

Deschideri bune în complexul cu caractere mixte de strate superioare de Sinaia și de strate de Comarnic se pot examina pe Valea Mare, la Micfalău, unde se mai observă că ele suportă un fliș grezo-marnos în care au fost găsite cîteva exemplare de *Parahoplites* și de *Deshayesites*, forme în general apțiene (M.G. F i l i p e s c u, K. M ü n t z). În calcarenitele stratelor de tip Sinaia superior-Comarnic au fost întîlnite fragmente de aptychi, dar se citează și orbitoline (18). Atît datele paleontologice menționate, cît și caracterele litologice ar indica prezența, în cuprinsul orizontului cu caractere mixte, nu numai a hauterivianului superior, ci și a unei părți a barremianului.

BARREMIAN

Orizontul superior al stratelor de Sinaia suportă un fliș marno-grezos, care cuprinde ca element litologic caracteristic numeroase strate de marno-calcare. Orizontul ocupă suprafețe întinse mai ales în partea de sud și de vest a regiunii.

Marno-calcarele au grosimi de strat variabile, care pot ajunge uneori și la 1 m, dar de regulă sînt de 5 — 20 cm. Ele sînt mai alburii și mai mate decît cele din stratele de Sinaia, se alterează gălbui, iar diaclazele lor sînt umplute cu calcit incolor. Gresiile, în plăci de 2 — 20 cm, sînt destul de rare. Tipurile lutitice se deosebesc de corespondentele lor din stratele de Sinaia printr-o cantitate mai ridicată de silt micaceu și prin culoarea lor cenușie, frecvent de nuanță verzuie. Mai rar întîlnite sînt microbreciile cu elemente de șisturi epimetamorfice (foarte frecvent șisturi cu grafit și sericit), de cuarț incolor și de dolomit.

Tranziții litologice se remarcă și între acest fliș cu marno-calcare și complexul grezos de deasupra. Trecerea este marcată prin dezvoltarea din ce în ce mai frecventă a unor pachete grezoase și prin rărirea stratelor de marno-calcare.

În partea terminală a flișului cu marno-calcare, în siltite marnoase micacee, au fost găsite pe valea Simeriei (Sf. Gheorghe) cîteva fragmente relativ bine conservate de amoniți. D. P a t r u l i u s a determinat între ele un exemplar de *Lytoceras* sp. (grupul *L. raricinctum*), precum și un exemplar de *Phylloceras* sp. aff. *P. tethys* d'Orb.

Poziția depozitelor în nucleul unui anticlinal, în care s-au găsit resturile de amoniți, nucleu care aflorează numai pe vreo 50 m de sub placa de gresii apțiene, ne întărește convingerea că și la Arcuș, unde la zi apare orizontul grezos atribuit apțianului, deși au fost găsiți încă de mult numeroși amoniți barremieni (17), trebuie să apară numai o mică butonieră de fliș barremian. Judecînd după structura de ansamblu a regiunii, este foarte posibil ca aceasta să constituie o prelungire directă a nucleului anticlinalului din valea Simeriei.

Atît asociația de forme descrisă de V a d a s z (17), cît și exemplarele de amoniți găsite în valea Simeriei conferă o vîrstă barremiană flișului cu marno-calcare. Cum amoniții se găsesc la numai 1—2 m stratigrafic sub limita cu gresiile, nu este exclus ca și partea bazală a acestora din urmă să aparțină încă barremianului. Din considerații litologice și cartografice am preferat însă să facem să coincidă limita barremian — apțian cu limita dintre flișul cu marno-calcare și complexul predominant grezos superior lui.

APȚIAN

Ultimul termen al cretacicului din zona cercetată îl reprezintă un complex de gresii atribuit apțianului, care se găsește numai în partea sud-vestică a teritoriului cartat.

Gresiile, componentul principal al orizontului, au de cele mai multe ori o grosime de strat relativ importantă (40 — 100 cm). Se întîlnesc frecvent și arenite în bancuri metrice, deși se mai găsesc și gresii subțiri alternînd cu marne sau șisturi siltitice de culoare cenușie sau verzuie. Pe suprafețele de stratificație se remarcă adesea resturi de plante incarbonizate. Arenitele mai cuprind și fragmente de marne și argile. Pe alocuri, elementele din gresii capătă dimensiuni mai mari și se trece la gravelite și chiar la conglomerate.

TECTONICA

Regiunea examinată se caracterizează din punctul de vedere al stilului tectonic prin același grad ridicat de dispersiune a direcțiilor stratelor și prin aceeași lipsă de liniaritate a structurilor, ca și jumătatea de sud a Munților Baraoltului.

Structura cea mai clar exprimată și care se poate urmări de-a lungul acestor munți este anticlinalul Belin (9), în al cărui nucleu apar stratele de Sinaia ; la nord de valea Aitei, ca urmare a unei afundări axiale rapide a structurii, nucleul anticlinalului este marcat de flișul barremian cu marno-calcare. Urmărirea traseului anticlinalului devine dificilă în masa acestui

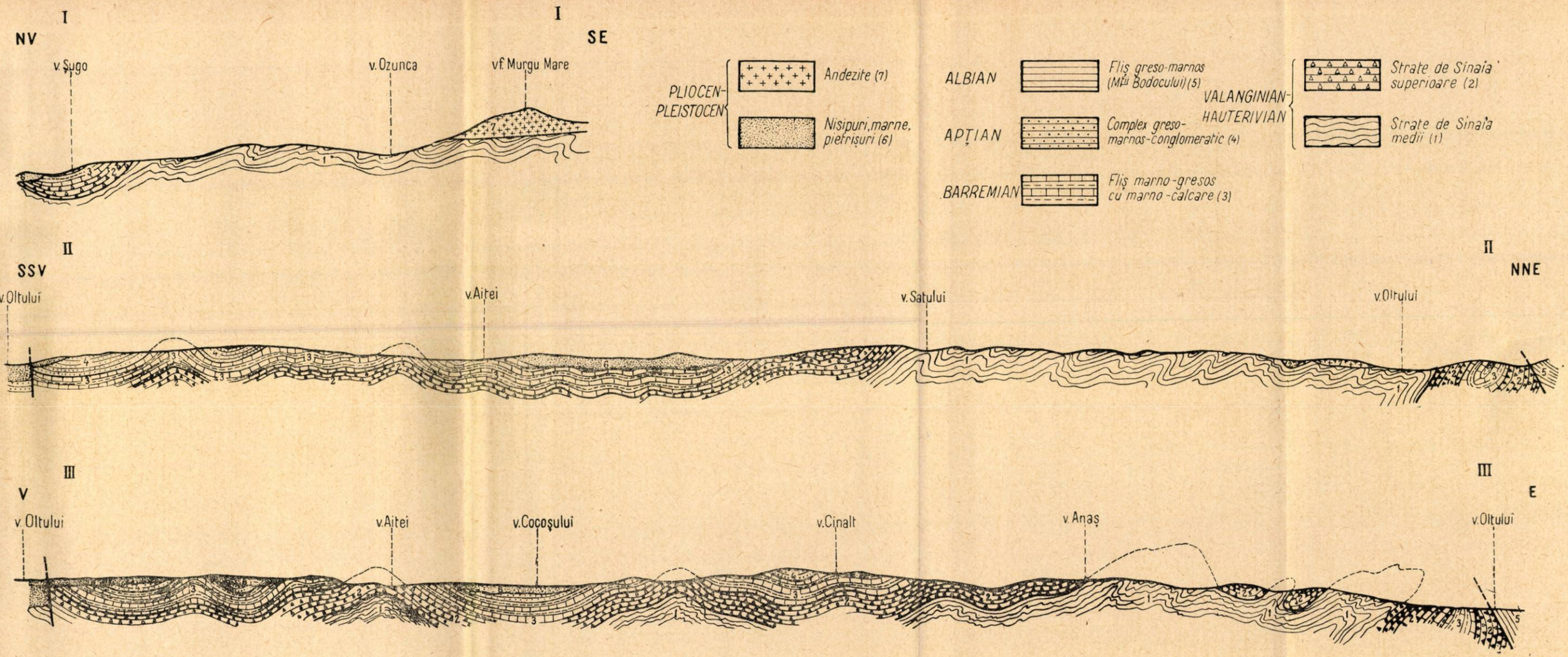


Fig. 2. — Secțiuni geologice în Munții Baraoltului.

fliș, cu atît mai mult cu cît o bună parte a regiunii este acoperită de depozitele pliocen-pleistocene ale bazinului Aita Seacă—Buduș.

Imediat mai la vest se individualizează un sinclinal, care se poate urmări din valea Iarășului, la sud, pînă în dreptul comunei Chepeț (Căpeni), la nord. Umplutura lui este constituită din complexul grezos apțian. Începînd din dreptul comunei Micloșoara, sinclinalul se dedublează prin intervenția unei ondulații anticlinale secundare, în nucleul căreia apare flișul cu marno-calcare (fig. 2).

În partea de sud-est a zonei cartate se pot deosebi două anticlinale, marcate de orizontul mediu al stratelor de Sinaia. Cele două fîșii de strate medii de Sinaia se reunesc spre nord, în dreptul comunei Malnaș, constituind anticlinalul Zălan — Ozunca. Orizontul superior al stratelor de Sinaia, care le separa mai la sud, nu mai apare aici decît sub forma unor petice izolate pe creste.

În sfîrșit, în extremitatea estică a perimetrului, orizontul cu caractere litologice proprii atît stratelor superioare de Sinaia, cît și stratelor de Comarnic, constituie flancul de vest al unui sinclinal dezvoltat în partea apuseană a Munților Bodocului. Trebuie menționat că vergențele acestei ultime structuri sînt vestice, spre deosebire de majoritatea structurilor din Munții Baraoltului care, fie că au vergențe estice, slab pronunțate de altfel, fie că denotă un caracter ezitant.

Între anticlinalul Belin, la vest, și anticlinalul Zălan-Ozunca, la est, pare a se individualiza o zonă sinclinală, prelungire a sinclinalului Dealul Vadaș, complicată însă și cu cîteva bolți anticlinale.

Privind structura de ansamblu a regiunii, se poate observa că în timp ce în jumătatea sa estică tendința de ridicare pe direcție spre nord a cutelor este evidentă, în jumătatea de vest a regiunii pare că se manifestă o tendință inversă, de scufundare a structurilor în aceeași direcție.

În ceea ce privește lipsa de liniaritate și de constanță pe direcție a cutelor, numeroasele ridicări și afundări axiale, dispersia pozițiilor stratelor și lipsa unei vergențe clar exprimate pe întreaga arie a flișului cretacic din Munții Baraoltului sînt efectul unei „acomodări" a cuverturii la structura în mozaic a fundamentului, puternic fracturat și compartimentat (1). În plus, trebuie avut în vedere că, așa cum s-a mai arătat (9), sectorul zonei flișului din Munții Baraoltului și Perșanilor impietează mult asupra zonei cristalino-mezozoice și că depunerea flișului s-a produs într-o zonă „fără spate", lipsită de o dorsală cristalină, prin intermediul căreia să se transmită eforturile, de la interior către exterior, într-un mod ordonat și omogen.

Accidente rupturale mai importante par a lipsi din aria Baraoltului. Această absență a faliilor și a solzificării cutelor constituie și ea o caracteristică a stilului tectonic din regiunea cercetată. În schimb, limitele de est și de vest ale ansamblului sedimentar cretacic din Munții Baraoltului sînt delimitate de accidente tectonice. Într-adevăr, între depozitele albiene din Munții Bodocului și cele eocretacice din partea de est a Munților Baraoltului este evidentă existența unei linii localizate în partea de nord a regiunii, în extremitatea apuseană a Munților Bodocului. La sud de Malnaș-Băi, linia ajunge în valea Oltului și urmează cursul acesteia pînă în depresiunea Bîrsei, la sud de Ilieni. Am denumit linia menționată dislocația

Micfalău—Sf. Gheorghe. În partea de vest a Baraoltului, forajele pentru exploatarea cărbunilor au pus de asemenea în evidență o linie de ruptură situată sub șesul aluvial al Oltului și care separă depozitele cretacice din Munții Baraoltului de acelea din Munții Perșani (13).

În general, imaginea structurală pe care o oferă flișul cretacic din Munții Baraoltului este aceea a unui anticlinoriu constituit mai ales din depozite valanginian-hauteriviene și barremiene flancate, la est și la vest, de depozite albiene (flișul din Munții Bodocului și conglomeratele de Bucegi din Munții Perșani).

În ceea ce privește relațiile dintre flișul eocretacic și terenurile eruptive, se poate observa că andezitele de la Malnaș și Bicsad se dispun peste stratele de Sinaia. În mod indirect, suprapunerea rocilor andezitice peste depozitele cretacice rezultă din alura cartografică a limitei dintre cele două asociații de roci. Se vede că pe văi, flișul „intră" destul de adînc în zona în care crestele sînt ocupate de andezite. Din aceste relații reiese că, cel puțin în teritoriul cartat, andezitele reprezintă pînze de lavă curse peste depozitele cretacice.

Metamorfismul de contact este redus și se manifestă fie printr-o recristalizare a materialului detritic, care capătă un aspect zaharoid, fie prin silicifierea gresiilor.

POZIȚIA FLIȘULUI EOCRETACIC DIN MUNȚII BARAOLTULUI ÎN CADRUL ZONEI FLIȘULUI INTERN DIN CARPAȚII ORIENTALI

Depresiunea Bîrsei, cu umplutura ei groasă de depozite cuaternare, acoperă tocmai teritoriul în care se face racordul diferitelor zone de facies și unități tectonice ale flișului cretacic din Carpații Moldovei cu cele din regiunea de curbură.

Flișul cretacic din Munții Baraoltului apare ca o adevărată insulă, în jurul căreia se dispun atît depozitele pliocen-pleistocene ale Depresiunii Bîrsei și ale prelungirilor ei spre nord, de-a lungul cursului Oltului, cît și marile mase de eruptiv terțiar din Munții Hărghita.

În această situație, stabilirea poziției depozitelor cretacice din Munții Baraoltului în cadrul zonei flișului intern din Carpații Orientali este dificilă și, dat fiind imposibilitatea observării nemijlocite a relațiilor dintre segmentul moldav și cel valah al zonei flișului, sîntem obligați să recurgem la anumite supoziții bazate pe analogiile de facies și de structură care există între cele două segmente menționate [2].

Mai clare par a fi relațiile dintre depozitele cretacice din Munții Baraoltului și cele sincrone lor din Munții Ciucului. Într-adevăr, stratele de Sinaia din cele două teritorii au multe afinități litofaciale. La rîndul său, flișul cu marno-calcare și flișul grezos care îi urmează prezintă nu-

[2] Autorul a avut ocazia să cunoască în mod destul de detaliat faciesurile cretacicului din bazinele văilor : Buzău, Telcajen, Doftana, Prahova, Timiș și Tîrlung, precum și din partea de sud a Munților Ciucului, din extremitatea estică a Munților Perșani și din partea de vest a Munților Bodocului.

meroase asemănări cu stratele de Bistra din Moldova (11), (15). Așadar, la o primă analiză, domeniul flișului eocretacic din Munții Baraoltului poate fi legat în mod satisfăcător cu domeniul flișului cretacic intern din Carpații Moldovei.

Cît privește raporturile dintre flișul Munților Baraoltului și cel din partea de est a Munților Perșani se poate constata că succesiunea termenilor eocretacici este foarte asemănătoare: strate de Sinaia, fliș barremian-apțian marno-grezos cu nivele de conglomerate, urmat de conglomeratele de Bucegi [3]. Rezultă deci că flișul cretacic inferior de pe cele două maluri ale Oltului, între Hărman și Vlădeni la sud, Vîrghiș și Baraolt la nord, face parte din aceeași arie de sedimentare care, la vest, se învecinează cu domeniul propriu-zis al Perșanilor, caracterizat prin dezvoltarea wildflyschului barremian—apțian.

Relațiile dintre flișul cretacic din Munții Baraoltului și cel din Munții Bodocului pot fi observate între Micfalău și Zălan. Aici, fîșia de depozite avînd caractere litologice proprii atît stratelor superioare de Sinaia, cît și stratelor de Comarnic, ia contact, prin intermediul faliei Micfalău — Sf. Gheorghe, cu flișul albian din Munții Bodocului, dispus în poziție răsturnată peste orizontul menționat înainte, care și el are de fapt o poziție inversă. La sud de Malnaș-sat, accidentul urmează cursul Oltului, pe sub terasele acestuia, dar contactul anormal este clar, avînd în vedere că pe malul stîng apar depozite albiene, pe cînd pe malul opus, în Munții Baraoltului, se dezvoltă stratele de Sinaia.

Urmărirea dislocației Micfalău—Sf. Gheorghe spre sud este strîns legată de problema corelării flișurilor din Munții Baraoltului și ai Bodocului cu flișurile situate la sud de Depresiunea Bîrsei. În reprezentările cartografice cele mai recente (3), (10), depozitele cretacice din Munții Baraoltului sînt considerate ca făcînd parte din zona Dîmbovicioara — Baraolt, iar cele din Munții Bodocului din pînza internă superioară.

La prima vedere, pare puțin probabil ca zona Baraoltului să se continue în mod nemijlocit în culoarul Dîmbovicioarei. Mai degrabă s-ar putea presupune că ea se termină undeva sub Depresiunea Bîrsei, fiind limitată la sud de un prag (14), prelungire spre nord-vest a „cordilierei" Leaotei (10).

Întrucît anticlinoriul Zamurei se afundă la rîndul lui în împrejurimile Purcărenilor, reiese că ambele anticlinorii se termină ca zone structurale sau, mai bine zis, se dispun în releu. O astfel de interpretare nu exclude însă posibilitatea ca zona Baraoltului, reprezentînd o pătrundere relativ importantă spre vest a domeniului de depunere a flișului, să se fi ridicat treptat către sud și să se fi închis „în fund de sac". Depozitele pelagice și recifale de mică adîncime din culoarul Dîmbovicioarei s-au format tocmai pe șelful care închidea spre sud zona Baraoltului. În acest sens se poate vorbi totuși de o zonă Dîmbovicioara—Baraolt.

Cretacicul din Munții Bodocului este legat, pe sub capătul depresiunii Tîrgu-Secuiesc (Reci) cu cretacicul din sectorul Dobîrlău—Teliu—Vama Buzăului (3), (18). Or, o astfel de corelare este contrazisă de deosebirile

[3] D. Patruius, comunicare orală.

importante de facies și vîrstă existente între depozitele cretacice din cele două sectoare [4] (12), (16). În Munții Bodocului lipsesc orizontul Teslei (cu klippe de calcare) și conglomeratele de Ciucaș-Zăganu, bine dezvoltate în bazinul Buzăului. În schimb, se găsește un fliș albian avînd caractere litologice și stratonomice (18) care îl apropie de depozitele albiene separate de Gr. Popescu sub numele de seria de Bobu în bazinul superior al Teleajenului (12). Seria de Bobu se află cuprinsă între stratele de Sinaia și flișul marno-grezos barremian-apțian la interior și seria de Teleajen (curbicorticală) albiană la exterior. Aceeași este și poziția flișului albian din Munții Bodocului. În ambele regiuni depozitele sub facies de Bobu aparțin, din punct de vedere paleogeografic și structural, zonei stratelor de Sinaia.

Începînd din bazinul superior al Teleajenului, flișul de Bobu și o bună parte a depozitelor din sinclinalul Pridvarea—Boncuța—Teliu sînt acoperite de avansarea pînzei de Bratocea (12). Ajunsă în dreptul depresiunii de la Reci, linia care marchează limita externă a pînzei nu se continuă, după părerea noastră, direct spre nord în Munții Bodocului, în linia Dalnic—Turia—Lăzărești, așa cum este figurată în reprezentările cartografice actuale, ci efectuează o retragere spre vest, pe sub depresiunea Sf. Gheorghe. De aici, ea se curbează din nou spre nord, prelungindu-se în dislocația Sf. Gheorghe—Micfalău și apoi, mai departe, în Munții Ciucului. Un argument în plus în favoarea unui astfel de traseu al liniei de încălecare a unității de Bratocea este prezența în fruntea ei a orizontului cu caractere litologice mixte, de strate de Sinaia superioare și de strate de Comarnic, orizont care se poate urmări începînd din Culmea Cămășii și pînă cel puțin la nord de Micfalău, trecînd prin Boncuța, Brădet, pasul Predeal și Pilișca.

Din cele de mai sus reiese că zona de fliș din Bodoc nu are o dezvoltare locală, ci reprezintă o entitate stratigrafică și tectonică de extindere apreciabilă, constituind o subdiviziune a unității de Bratocea, pe care o vom denumi subunitatea Bobu—Bodoc [5]. Ea apare în Munții Bodocului ca o semifereastră, datorită retragerii liniei de încălecare Bratocea—Boncuța—Vama Buzăului—Reci—Micfalău.

Admițînd cele expuse pînă acum, trebuie admis implicit și că stratele de Sinaia din Munții Baraoltului sînt echivalente, ca poziție structurală, acelora din Munții Baiului. Cum, pe de altă parte, zona Baraoltului nu reprezintă altceva decît terminația sudică a flișului eocretacic din Munții Ciucului, rezultă că domeniul flișului intern din Carpații Moldovei se continuă nemijlocit în zona anticlinoriului Zamura, putîndu-se deosebi deci o subunitate internă Ciuc—Baraolt—Bratocea—Zamura și o subunitate externă Bobu—Bodoc (fig. 3).

Interpunerea între stratele de Sinaia din Baraolt și cele din Baiu a unei fișii de fliș barremian-apțian și de conglomerate de Bucegi (Hăr-

[4] J. Săndulescu și E. Bratu, *Raport în Arh. Inst. geol.*, 1959.

[5] Datele expuse concordă cu cercetările efectuate mai la nord de către M. Săndulescu, care a reușit să separe, în cadrul unității de Ceahlău, două subunități: una internă, a Ciucului, și alta externă, a Bodocului (15).

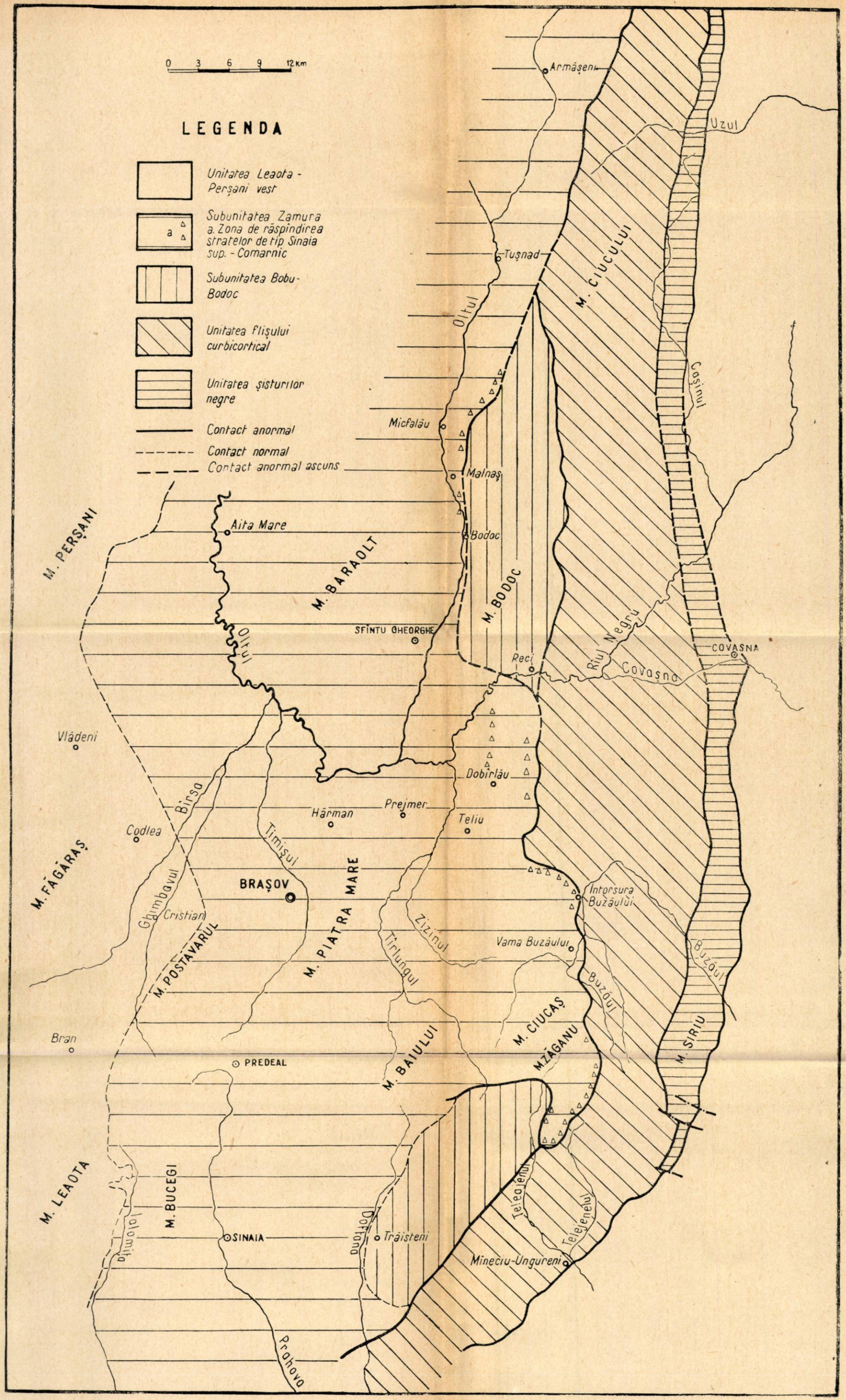
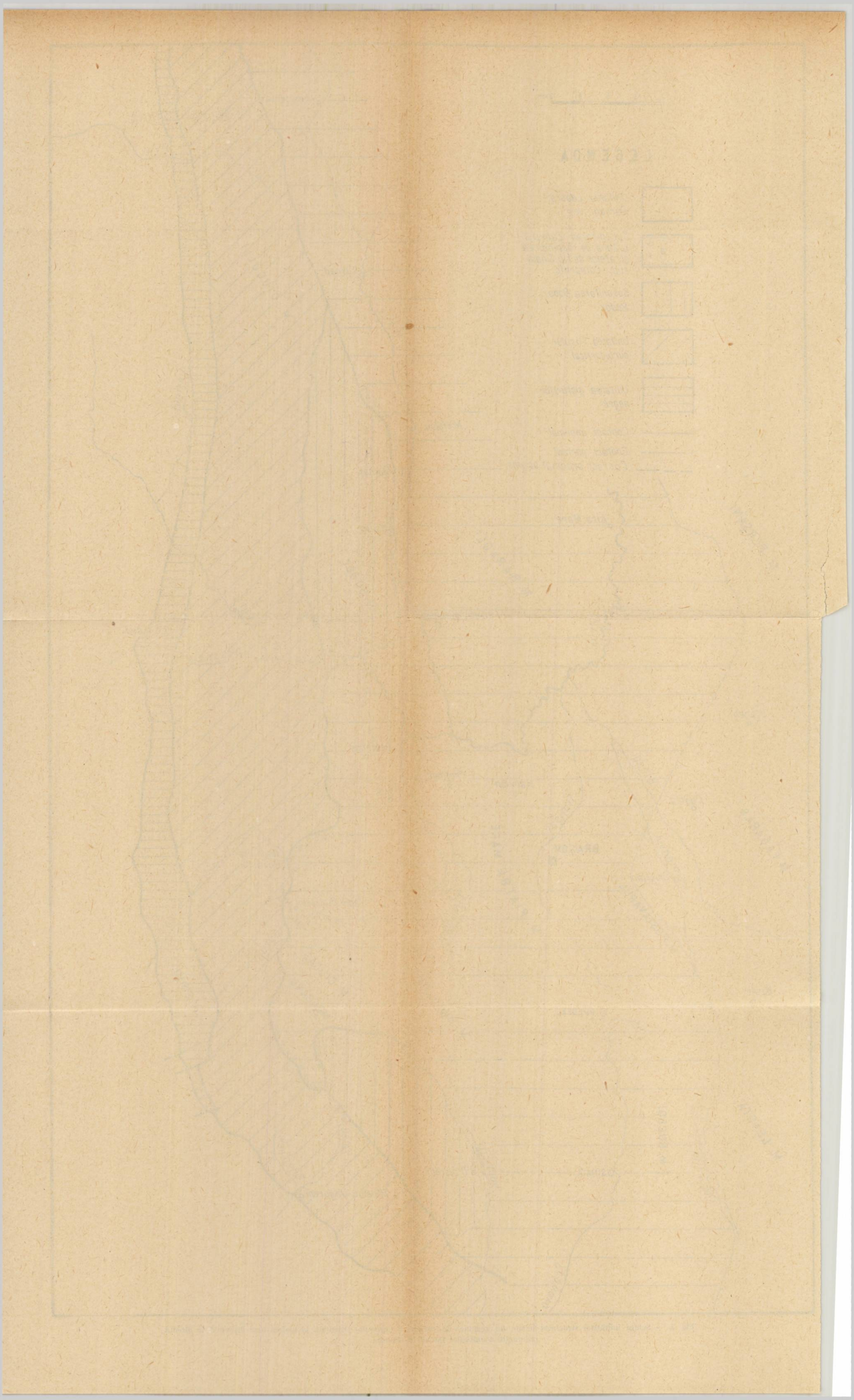


Fig. 3. — Schiţa unităţilor structural-faciale din regiunea de curbură a Carpaţilor Orientali, în ipoteza unei dispuneri în directă prelungire a unităţilor Baraolt şi Zamura.



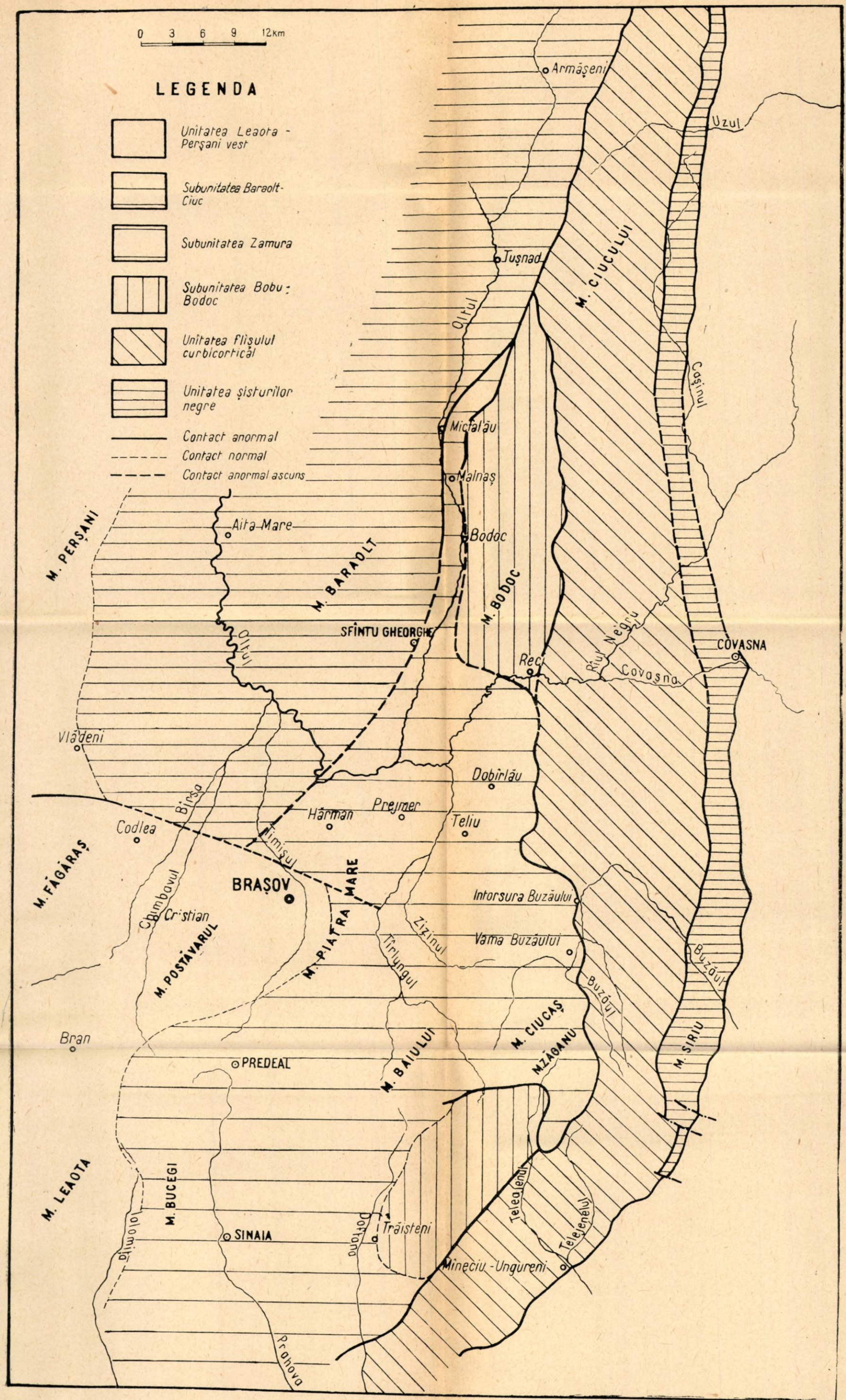


Fig. 4. — Schiţa unităţilor structural-faciale din regiunea de curbură a Carpaţilor Orientali, în ipoteza unei dispuneri în releu a unităţilor Baraolt şi Zamura.

man—Ilieni), precum și prezența puternicului intrînd al fundamentului precretacic din masivele Postăvaru și Piatra Mare (Bolnoc) se opun însă unei atare interpretări. Dificultățile pot fi înlăturate numai dacă admitem, ca o ipoteză de lucru, posibilitatea ca o bună parte a rocilor triasice și jurasice din Postăvaru și din capătul nord-vestic al Pietrei Mari să reprezinte olistolite de mari dimensiuni, desprinse de pe terminația estică a promontoriului Făgărașului și alunecate în timpul apțianului superior și al albianului.

Imaginea cartografică a răspîndirii diferitelor complexe de fliș cretacic în jurul Depresiunii Bîrsei pune clar în evidență o tendință de bifurcare înspre Depresiunea Bîrsei atît a stratelor de Sinaia din Munții Baiului (ramura Azuga—Rîșnov), cît și a acelora din Munții Baraoltului (ramura Hăghig). S-ar contura astfel un fel de „cuvetă" centrală cuprinsă între „brațele" care înaintează dinspre nord și dinspre sud ale stratelor de Sinaia, cuvetă în a cărei umplutură se găsesc depozite barremiene, apțiene și albiene. Or, o astfel de imagine sugerează existența pe teritoriul Depresiunii Bîrsei a unei arii de puternică scufundare. Dar, în acest caz, prezența fundamentului cristalin și a cuverturii sale triasice și jurasice tocmai în centrul unei astfel de arii (Postăvaru și Piatra Mare) devine inexplicabilă.

Mai de mult a fost propusă reunirea stratelor de Sinaia din Baraolt cu acelea din împrejurimile Predealului pe sub depozitele triasice și jurasice din Postăvaru și Piatra Mare, care ar constitui, în acest caz, un semipetic de acoperire a unității centrale (2). Am fi mai degrabă tentați de a interpreta marile mase de calcare din Piatra Mare și din Postăvaru ca lame însedimentate în orizontul Teslei și nu ca iviri ale fundamentului. Calcarele din Postăvaru nu ar reprezenta în această idee elemente ale unor solzi cu vergențe vestice (14), ci olistolite dispuse la mai multe nivele pe înclinarea normală spre est a stratelor de conglomerate care constituie flancul apusean al sinclinalului Timișului.

Într-o a doua interpretare, poate fi admisă posibilitatea continuării spre nord a anticlinoriului Zamurei, mai bine zis a pînzei de Bratocea (12). În acest caz, prelungirea mult îngustată a anticlinoriului Zamura ar fi reprezentată prin fîșia de strate de tip Sinaia superior—Comarnic, împreună cu flișul marno-grezos de deasupra (fig. 4). Mai spre nord, înaintarea subunității Baraolt—Ciuc ar acoperi, cel puțin pînă în bazinul Bistriței, atît subunitatea de Bratocea, cît și pe aceea de Bobu—Bodoc, realizîndu-se astfel un contact direct între prima și unitatea flișului curbicortical (15). Subunitatea Bratocea ar reapărea de sub aceea a Ciucului în masivul Ceahlău.

Într-o atare interpretare, s-ar putea distinge, în cadrul unei mari unități a flișului cretacic intern, trei subunități: subunitatea Ciuc—Baraolt, cea mai internă (cu strate de Sinaia și strate de Bistra), cea de Zamura—Bratocea—Ceahlău (cu strate de Sinaia, fliș marno-grezos ruginiu, orizontul Teslei și conglomerate de Bucegi—Ciucaș—Ceahlău) și subunitatea de Bobu—Bodoc (cu un fliș albian gros).

★

Din punct de vedere facial, complexele de fliș separate, deși asemănătoare în ansamblu cu cele sincrone lor situate în regiunile învecinate, au totuși anumite trăsături caracteristice, specifice numai ariei Baraoltului (șisturile și siltitele de culoare neagră din stratele de Sinaia, situate în partea de nord a perimetrului, flișul barremian cu marno-calcare, complexul grezos atribuit apțianului, care pare a fi un facies de tranziție între gresiile apțiene ale zonei Zamura și gresiile de Bistra din Moldova etc.).

Faciesurile flișului eocretacic din Munții Baraoltului par deci să ocupe o poziție intermediară între aspectele pe care le prezintă flișurile sincrone dezvoltate la sud de Depresiunea Bîrsei și cele din Carpații Moldovei.

Privind variația transversală a diferitelor faciesuri de fliș barremian-apțian care mărginesc Depresiunea Bîrsei, se observă că în Munții Perșani se dezvoltă faciesul de wildflysch, în timp ce mai la est, în Munții Baraoltului, se individualizează flișul cu marno-calcare, dar în care se mai găsesc rare trăsături de wildflysch (conglomerate tilloide, alunecări submarine). În extremitatea estică a Baraoltului, frecvența stratelor de marno-calcare scade, trecîndu-se progresiv la faciesul marno-grezos ruginiu.

Flișul din Munții Baraoltului și mai ales cel barremian-apțian constituie, așadar, o verigă de legătură între faciesurile mai interne și cele mai externe ale cretacicului.

Din cele menționate pînă acum se poate constata că flișul cretacic din Munții Baraoltului reprezintă un jalon important în lămurirea atît a variațiilor de facies ale depozitelor cretacice dezvoltate în zona internă a flișului, cît și a relațiilor dintre diferitele sectoare structurale din zona mai sus menționată.

BIBLIOGRAFIE

1. Airinei Șt. et Murgeanu G., *Données géophysiques sur la structure du soubassement de la Courbure des Carpates Orientales*, Rev. Géol. Géogr., 1960, **IV**, *2*.
2. Băncilă I., *Geologia Carpaților Orientali*, Edit. științ. București, 1958.
3. Filipescu M. G., Bratu E., Iliescu Gh., Iliescu M., Neagu T., Săndulescu J. et Vinogradov C., *Sur le Crétacé de la zone du Flysch interne entre les rivières Teleajen et Trotuș et implications sur la structure des Carpates Orientales*, Com. științ., Congr. V, Asoc. Geol. Carpato-Balcanică, 1963, **III**, *1*.
4. Jekelius E., *Zăcămintele de lignit din bazinele pliocenice din valea superioară a Oltului*, Stud. tehn. econ., Inst. geol. rom., 1924, **III**, *2*.
5. Lazăr A. și Arghir A., *Studiul geologic și petrografic al eruptivului neogen din partea de sud a Munților Harghita*, D. S. Inst. geol., 1964, **L**, *2* (1962—1963).
6. Liteanu E., Mihăilă N. și Bandrabur T., *Contribuții la studiul stratigrafiei cuaternarului din bazinul mijlociu al Oltului (bazinul Baraolt)*, Stud. și cercet. geol., Acad. R.P.R., 1962, **VII**, *3—4*.
7. Macovei G. et Atanasiu I., *La zone interne du Flysch dans la région de la haute vallée de la Prahova et du bassin supérieur de l'Olt*, Assoc. pour l'avancement de la géologie des Carpates; Guide des excursions, București, 1927.
8. Murgeanu G., Patrulius D. și Contescu L., *Flișul cretacic din bazinul văii Tîrlungului*, St. și cerc. de geol., 1959, **IV**, *1*.
9. Murgeanu G., Patrulius D., Contescu L. și Jipa D., *Flișul cretacic din partea de sud a Munților Baraoltului*, St. și cerc. de geol., 1961, **VI**, *1*.

10. Murgeanu G., Patrulius D., Contescu L., Jipa D., Mihăilescu N., și Panin N., *Stratigrafia și sedimentogeneza terenurilor cretacice în partea internă a curburii Carpaților*, Com. științ. Congr. V, Asoc. Geol. Carpato-Balcanică, 1963, **III**, *2*.
11. Patrulius D., Contescu L. și Butac Al., *Observații asupra flișului cretacic din valea superioară a Trotușului și din împrejurimile orașului Miercurea Ciuc (Carpații Orientali)*, St. și cerc. de geol., 1962, **VII**, *3—4*.
12. Popescu Gr., *Contribuții la stratigrafia flișului cretacic dintre valea Prahovei și valea Buzăului, cu privire specială asupra văii Teleajenului.*, St. și cerc. de geol., 1958, **III**, *3—4*.
13. Popovici Viorica, *Explorări geologice în bazinul Baraolt Vîrghiș — Căpeni — Buduș — Aita Seacă*, St. tehn. econ., Comit. Geol., 1959, seria A, *V*.
14. Săndulescu M., *Structura geologică a masivului Postăvaru Runcu (Munții Brașovului)*, An. inst. geol., 1964, **XXXIV**, *2*.
15. — *Stratele de Sinaia și stratele de Bistra dintre Răchitiș și izvorul Ciobănașului (Munții Ciucului)*, D. S. Inst. geol., 1964, **L**, *2* (1962—1963).
16. Ștefănescu M. și Zamfirescu M., *Iviri noi de vraconian-cenomanian în zona conglomeratelor de Ciucaș-Zăganu*, St. și cerc. de geol., 1964, **IX**, *1*.
17. Vadasz E., *Petrefakten der Barreme Stufe aus Erdely (Siebenbürgen)*, Centralblatt f. Mineral. Geol. Paleont. Stuttgart, 1911.
18. * * * *Ghidul excursiilor (Carpații Orientali)*, Congr. V, Asoc. Geol., Carpato-Balcanică, București, 1961.

Institutul de geologie și geografie
al Academiei Republicii Socialiste România

Primit în redacție la data de 1 dec. 1965

DIRECȚII DE CURENT ÎN FLIȘUL EOCEN DINTRE VALEA IALOMIȚEI ȘI VALEA VĂRBILĂULUI

DE

L. CONTESCU și N. MIHĂILESCU

55(05)

Măsurarea orientării mecanoglifelor în flișurile eocene de tip Tarcău — Podu-Secu și de tip Șotrile atestă un transport predominant longitudinal al materialului și în mai mică măsură un transport transversal sau oblic. Aria principală furnizoare de detritus a fost masivul transilvano-panonic (inclusiv nucleul Carpaților Meridionali). Datele de teren nu concordă cu ipoteza existenței unei cordiliere furnizoare de material detritic, situată între aria de depunere a eocenului de Șotrile și aceea a eocenului de Tarcău.

Cea mai mare parte a terenurilor de vîrstă eocenă de pe teritoriul cuprins între valea Ialomiței și valea Vărbilăului este ocupată de către faciesul de Șotrile. Pe o suprafață restrînsă, între Fricoasa și Ursei, se găsesc însă și depozite ale eocenului de tip Tarcău —Podu-Secu. Acesta cuprinde aici nu numai orizontul superior al eocenului (strate de Podu-Secu), ci și partea terminală a gresiilor de Tarcău, care însă și-au pierdut caracterul masiv (7), (8). Pentru această posibilitate pledează atît grosimea mare a flișului eocen dintre Fricoasa și Ursei (peste 250 m la zi), în contrast cu grosimea normală destul de redusă (circa 100 m) a stratelor de Podu-Secu, cît și prezența unor strate de gresii relativ groase (40 — 80 cm) de tip Tarcău. Forajele din împrejurimile Urseiului par a confirma cele menționate mai sus (1).

Observații au mai fost efectuate și în peticul de depozite eocene în facies de Șotrile, situat la confluența Siriului Mare cu Siriul Mic.

DIRECȚIA PALEOCURENȚILOR

Orientarea mecanoglifelor măsurată pe gresiile eocenului de Șotrile dintre valea Argeșelului și valea Ialomiței indică o direcție longitudinală, de la vest spre est, a paleocurenților (2). Acestora li se adaugă, în valea

St. și cerc. de geol., geof și geogr., Seria geologie, t. 11, nr. 1, p. 63—70, București, 1966

Leurzii, cîteva orientări de la N şi NNE ale mecanoglifelor. Spre est de valea Leurzii se constată că astfel de direcţii transversale se întîlnesc destul de frecvent şi că, mai ales în bazinul Prahovei (la Talea, Comarnic, Şotrile şi Brebu), ponderea lor devine apreciabilă.

Se observă însă că numeroase gresii ale căror mecanoglife arată un transport al materialului constituent de la nord-est sau nord se deosebesc de gresiile obişnuite de Şotrile printr-o granulaţie mai mare şi prin prezenţa a numeroase exemplare de numuliţi ale căror testuri sînt uneori granoclasate. Mai mult, în cîteva cazuri (Talea) se evidenţiază o clară imbricaţie a numuliţilor, ceea ce dovedeşte resedimentarea acestora.

În privinţa direcţiilor de curent măsurate în eocenul de tip Tarcău —Podu-Secu, cele mai multe din ele sînt orientate de la E, NE şi NNE, dar există şi sensuri de la N şi de la V (fig. 1).

Comparînd direcţiile din cele două faciesuri ale eocenului, se poate constata că în fiecare din ele se găsesc sensuri diferite, adesea chiar opuse. În ambele se evidenţiază însă două orientări preferenţiale, indicînd o deplasare a curenţilor spre ENE şi respectiv spre SV. În faciesul de Şotrile ponderea cea mai mare o au direcţiile către ENE, pe cînd în cel de Tarcău —Podu-Secu domină sensurile vestice (fig. 2).

SURSE DE MATERIAL DETRITIC

Direcţiile de curent măsurate denotă prezenţa a două arii de eroziune care alimentau cu material detritic şanţul geosinclinal în timpul eocenului : o arie era situată spre capătul vestic al teritoriului ocupat de flişul de Şotrile, iar cealaltă se găsea la nord de acelaşi teritoriu.

Referindu-ne la aria vestică, trebuie avut în vedere faptul că la apus de valea Argeşelului sînt cunoscute la zi depozite eocene sub un facies deosebit de faciesul de fliş. Este vorba de eocenul epicontinental, de tip getic.

Aşa cum a fost arătat, faciesul getic „reprezintă depozitele litorale ale mării eocene", în timp ce faciesul de Şotrile „este veritabilul facies geosinclinal" (6). În anumite puncte însă eocenul getic conţine secvenţe de tip fliş, cu gresii în plăci, marne roşii şi marno-calcare albe. În alte puncte, faciesul de Şotrile cuprinde, la rîndul lui, intercalaţii de gresii groase asemănătoare celor din numuliticul getic. Or, această întrepătrundere constituie, fără îndoială, un argument în favoarea originii comune a cel puţin unei părţi din materialul detritic care alcătuieşte cele două tipuri de complexe litologice eocene.

Luînd în consideraţie cele de mai sus, ca şi orientarea mecanoglifelor din flişul de Şotrile cuprins între valea Argeşelului şi valea Ialomiţei (2), se poate afirma că sursa principală de material era reprezentată de masa de şisturi cristaline şi de roci intrusive a Carpaţilor Meridionali care, în timpul eocenului, făcea corp comun cu blocul transilvano-panonic.

Asociaţia mineralelor uşoare (cuarţ, feldspat, mice) şi a celor grele (granaţi, staurolit, zircon etc.) care iau parte la alcătuirea arenitelor fli-

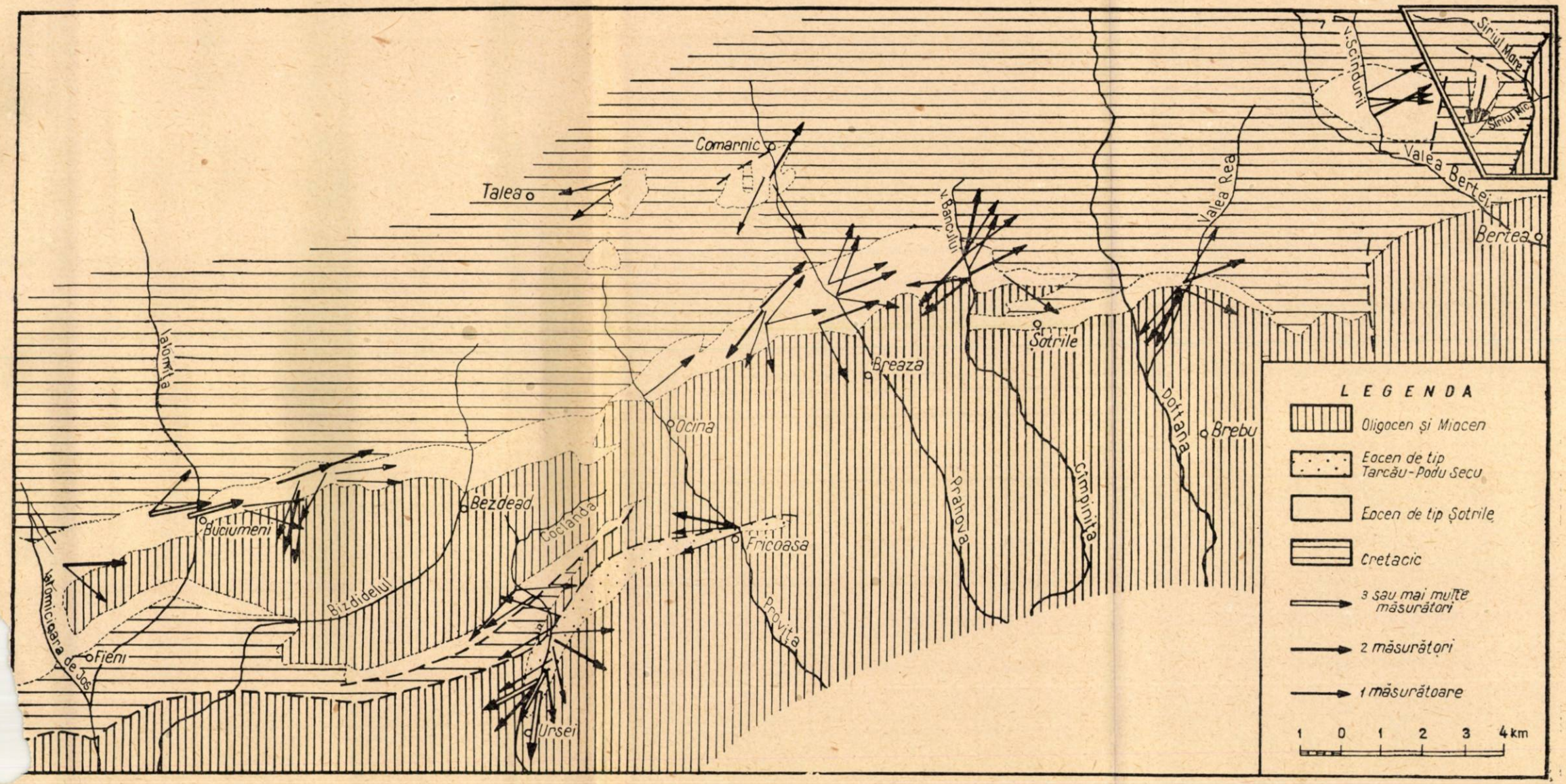


Fig. 1. — Harta de paleocurenți în flișurile eocene dintre valea Ialomiței și valea Siriului.

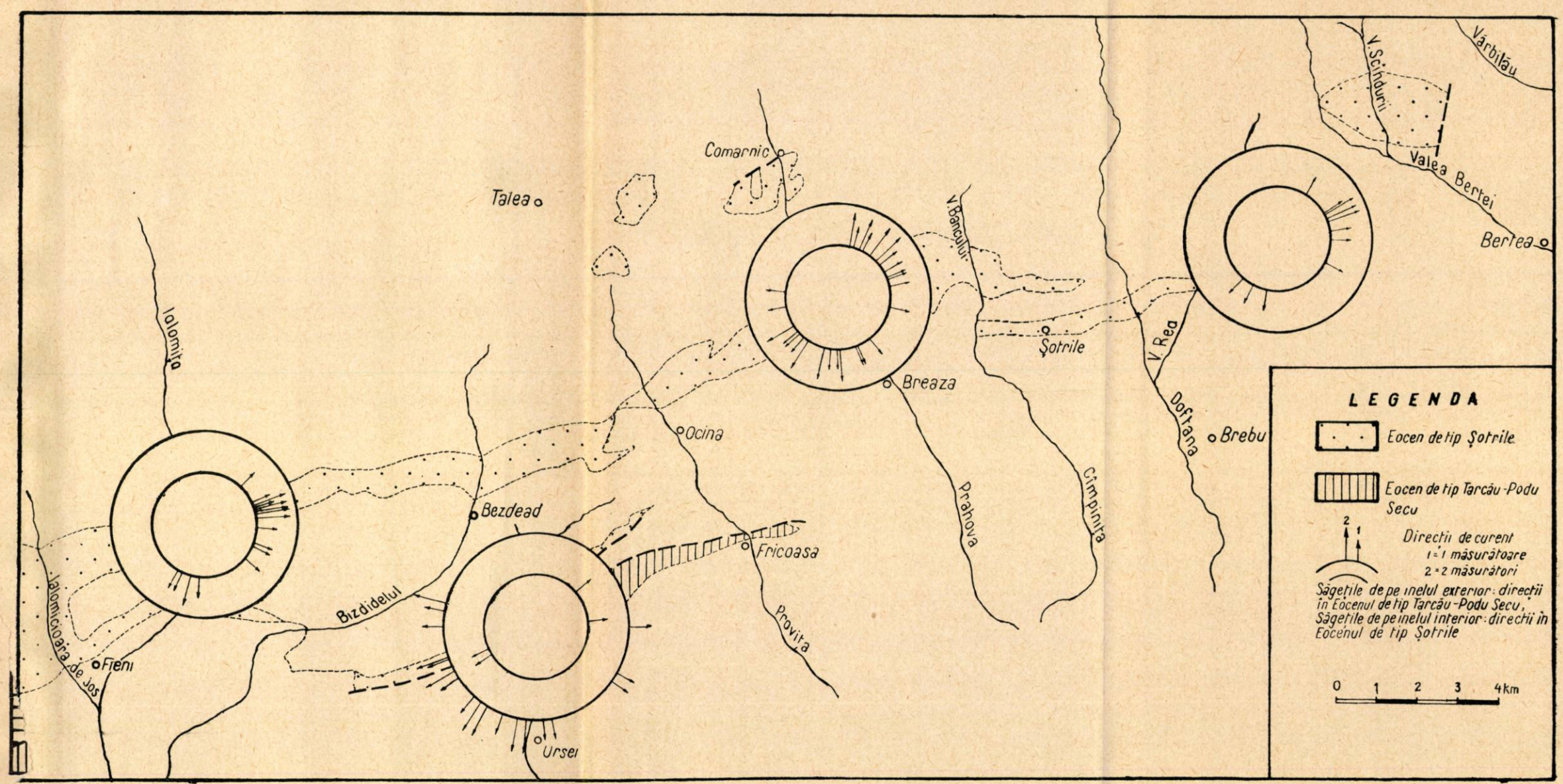
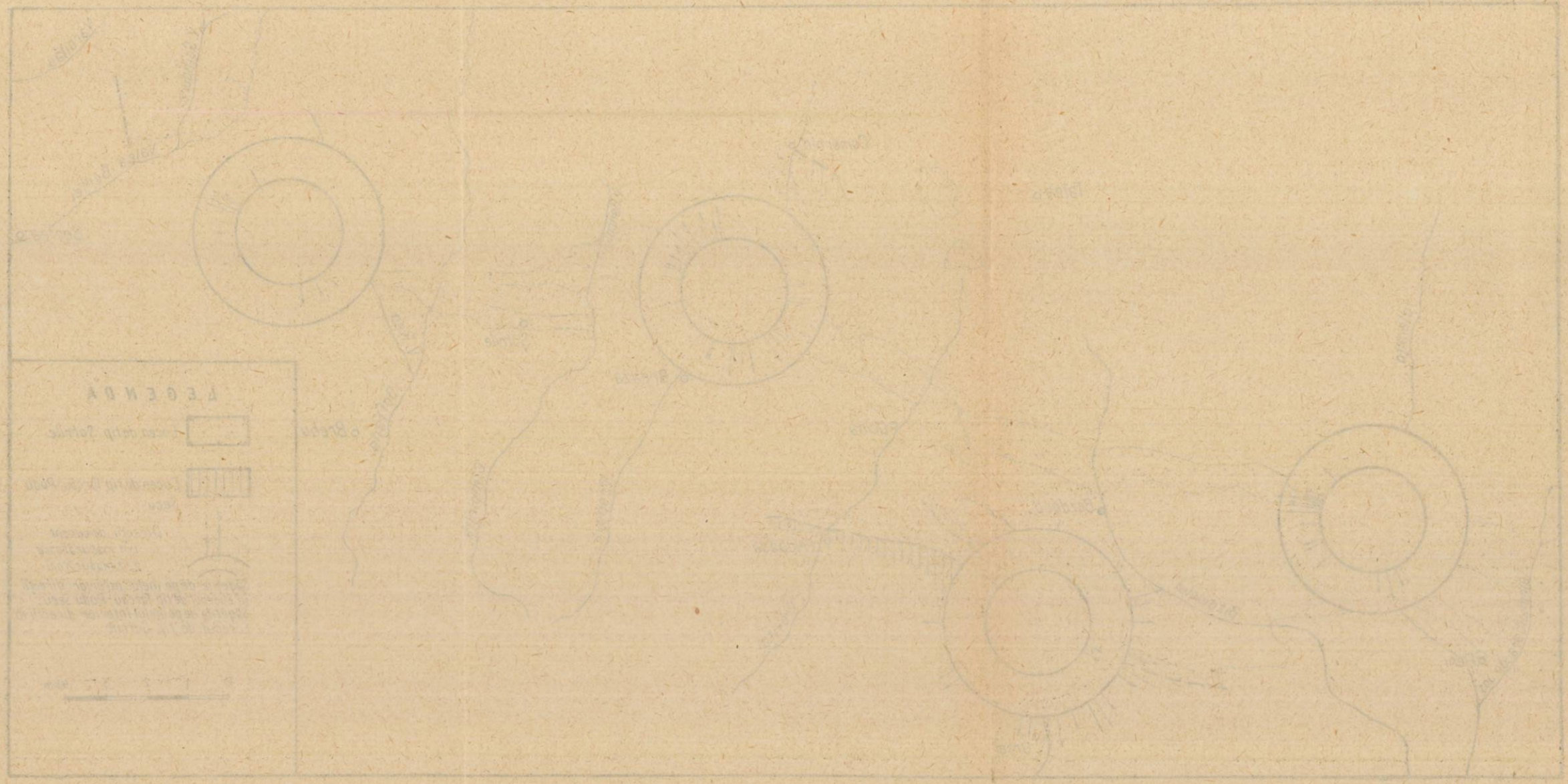


Fig. 2. — Diagrame — roze ale orientării mecanoglifelor de curent în flişurile eocene dintre valea Ialomiţei şi valea Vărbilăului.



șului de Șotrile este asemănătoare cu aceea din șisturile cristaline din Carpații Meridionali (mai ales a seriilor de Sebeș și de Lotru) [1] (2), (10).

Direcțiile de aport de la nord și nord-est pot fi explicate admițînd existența unei alte zone în care debușa material detritic. Aceasta a procurat detritus mai ales pentru faciesul de Tarcău —Podu-Secu.

Totuși, o parte din curenții proveniți din sursa nordică (probabil cei mai slabi) își depuneau sarcina solidă în aria de sedimentare a flișului de Șotrile, care era astfel „contaminat" cu un material mai mult sau mai puțin diferit. Așa se și explică faptul că, pe măsura apropierii de sursa nordică, aria de răspîndire a faciesului de Șotrile se restrînge, pe cînd cea a faciesului de Tarcău —Podu-Secu, dimpotrivă, se dezvoltă și tinde să ocupe întreaga suprafață a bazinului. Materialul provenit din sursa nordică își avea probabil originea tot pe uscatul transilvano-panonic.

ÎNCERCARE DE RECONSTITUIRE PALEOGEOGRAFICĂ

Cunoștințele de care dispunem în prezent dovedesc existența, în timpul eocenului, a unui șanț alungit aproape est-vest, care se închidea în „fund de sac" undeva la apus de meridianul Cîmpulungului. Mai spre vest se găsea o zonă epicontinentală unde, în condiții de șelf instabil, subsident, se depuneau sedimentele care aveau să constituie faciesul getic al numuliticului. Aceeași zonă epicontinentală mărginea și spre nord fosa flișului eocen (fig. 3).

Detritusul provenit din erodarea cristalinului Carpaților Meridionali și a teritoriilor emerse mai îndepărtate legate de el se acumula pe șelful getic. Aici a fost reținută însă numai o parte a materialului. Pentru cealaltă parte, platforma epicontinentală a reprezentat numai o „zonă de tranzit". Într-adevăr, direcțiile divergente, „în evantai", măsurate pe turboglifele eocenului de Șotrile din regiunea văii Dîmboviței sugerează o dispersie a curenților pe fundul unui bazin, la ieșirea din canioane submarine (2). Aceasta înseamnă că o mare cantitate de nisip și de mîl a alunecat de pe șelf în părțile mai adînci ale șanțului, de-a lungul unor canioane care brăzdau taluzul. Pe parcurs se formau curenți de turbiditate care, ajunși în fosă, se deplasau în lungul ei, datorită înclinării către est a axei depresiunii.

Alți curenți de turbiditate, care transportau material din sursa nordică și își aveau originea în partea de nord-est a șanțului flișului se dirijau în sens contrar, adică spre vest și sud-vest. Astfel de direcții indică o ridicare a fundului bazinului în colțul său nord-estic și poate chiar închiderea sa. Dimpotrivă, spre exterior, acolo unde se depunea eocenul de Tarcău —Podu-Secu, bazinul se prelungea. Este chiar probabil ca aici adîncimea sa să fi fost mai mare, ceea ce a făcut posibil ca majoritatea curenților nord-estici (mai puternici și mai rapizi, datorită unor zone de acumulare mai apropiate) să fi putut traversa, fără să depună material,

[1] N. Mihăilescu, Arh. I.P.G.G.

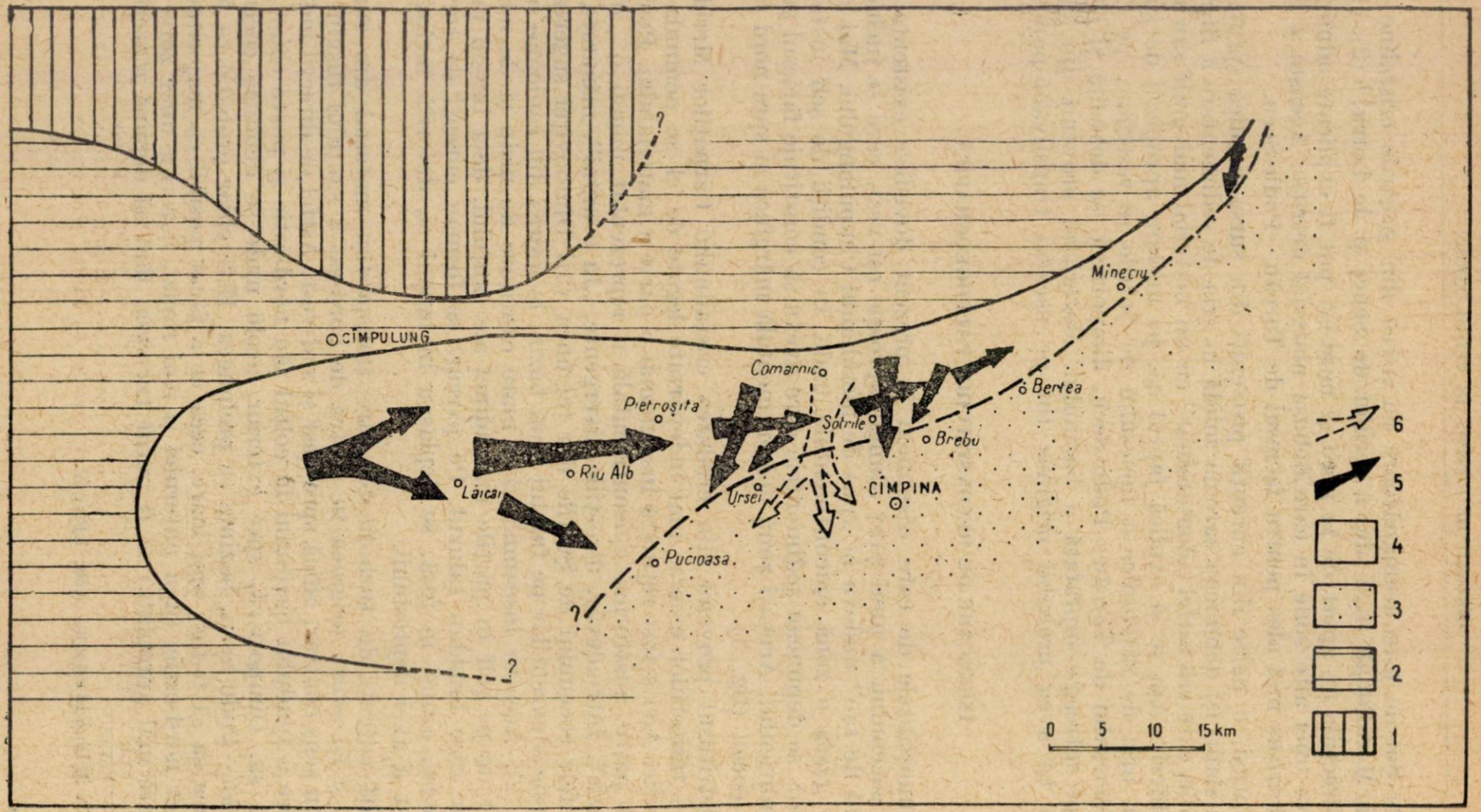


Fig. 3. — Schiţa paleogeografică a şanţului flişului şi a teritoriilor învecinate în timpul eocenului.

1, zonă exondată furnizoare de material (cristalinul Carpaţilor Meridionali şi blocul transilvano-panonic); *2*, zona de şelf (eocenul getic şi eocenul transilvan); *3*, aria de depunere a eocenului de tip Tarcău–Podu-Secu; *4*, aria de depunere a eocenului de tip Şotrile; *5*, direcţia paleocurenţilor în flişul de Şotrile; *6*, direcţia paleocurenţilor în eocenul de tip Tarcău-Podu-Secu.

zona unde se sedimentau nisipurile și mîlurile aduse de curenții vestici. Așa cum am arătat, doar curenții mai slabi și deci mai diluați nu mai reușeau să ajungă în zona de depunere a faciesului de Tarcău și de aceea materialul transportat de ei (mai fin și în cantitate mai redusă) se sedimenta în zona de acțiune a curenților vestici. Astfel se explică atît asemănarea faciesului de Tarcău—Podu-Secu situat în vecinătatea celui de Șotrile, cît și dispunerea la exterior a gresiilor de Tarcău.

Din cele de mai sus rezultă că în partea de vest a zonei de sedimentare a depozitelor eocene se formau exclusiv stratele de Șotrile, al căror material provine din surse vestice. În partea de est, dimpotrivă, se sedimenta materialul gresiilor de Tarcău și al stratelor de Podu-Secu, detritusul constituent fiind furnizat de surse situate la nord și nord-est [2]. În acest fel, faciesul de Șotrile, mai intern, se restrîngea din ce în ce mai mult spre est, pe cînd cel de Tarcău—Podu-Secu se destrăma spre vest, pe măsură ce competența curenților care transportau nisipul celor două tipuri de eocen scădea o dată cu îndepărtarea de sursele respective.

Teritoriul dintre Ialomița și Vărbilău, unde în șanțul de depunere a faciesului de Șotrile coexistă direcții și sensuri diferite, uneori chiar opuse, corespundea cu zona centrală a bazinului, unde unghiul de pantă era foarte redus, ceea ce permitea deplasarea atît a curenților avînd o origine vestică, cît și a acelora care veneau dinspre nord și nord-est.

În același timp, coexistența celor două sensuri principale în ambele tipuri de facies, ca și a direcțiilor spre sud și sud-vest în eocenul de Șotrile pînă în imediata apropiere a ariei ocupate de tipul de Tarcău—Podu-Secu sînt o dovadă a absenței unor accidente importante (cordiliere) ale fundului depresiunii, figurate de unii autori (3), accidente care ar fi separat cele două faciesuri, barînd drumul curenților și ar fi furnizat material detritic unuia sau altuia.

De asemenea, nu întrevedem posibilitatea ca zona de sedimentare a faciesului de Șotrile să se continue spre nord, la interiorul unei presupuse cordiliere intrageosinclinale (3), care l-ar fi separat de faciesul de Tarcău. Dimpotrivă, avînd în vedere direcțiile de curent măsurate în flișurile de Șotrile din valea Siriului Mic, pare mai probabilă închiderea zonei de sedimentare a acestuia care, altfel, s-ar fi dispus în culisă, în raport cu aria de depunere a faciesului de Tarcău.

Dispunerea oblică a stratelor de Șotrile față de zonele de sedimentare din timpul cretacicului face și mai improbabilă prelungirea ariei lor de răspîndire spre nord. Într-adevăr, dacă în extremitatea vestică a teritoriului pe care-l ocupă (valea Dîmboviței) eocenul de Șotrile se găsește în imediata apropiere a zonei cristalino-mezozoice, spre est el se amplasează succesiv peste zona stratelor de Sinaia (bazinul Ialomiței), peste zona flișului curbicortical (bazinul Teleajenului) și, în sfîrșit, peste zona șisturilor negre (bazinul Siriului). Astfel, faciesul de Șotrile, în loc să-și

[2] Problema modului și a sursei de alimentare cu detritus, în timpul paleogenului, a fosei flișului, începînd din valea Teleajenului spre est și nord-est este discutată într-o altă notă privitoare la direcțiile paleocurenților din complexele gresiilor de Tarcău și de Fusaru.

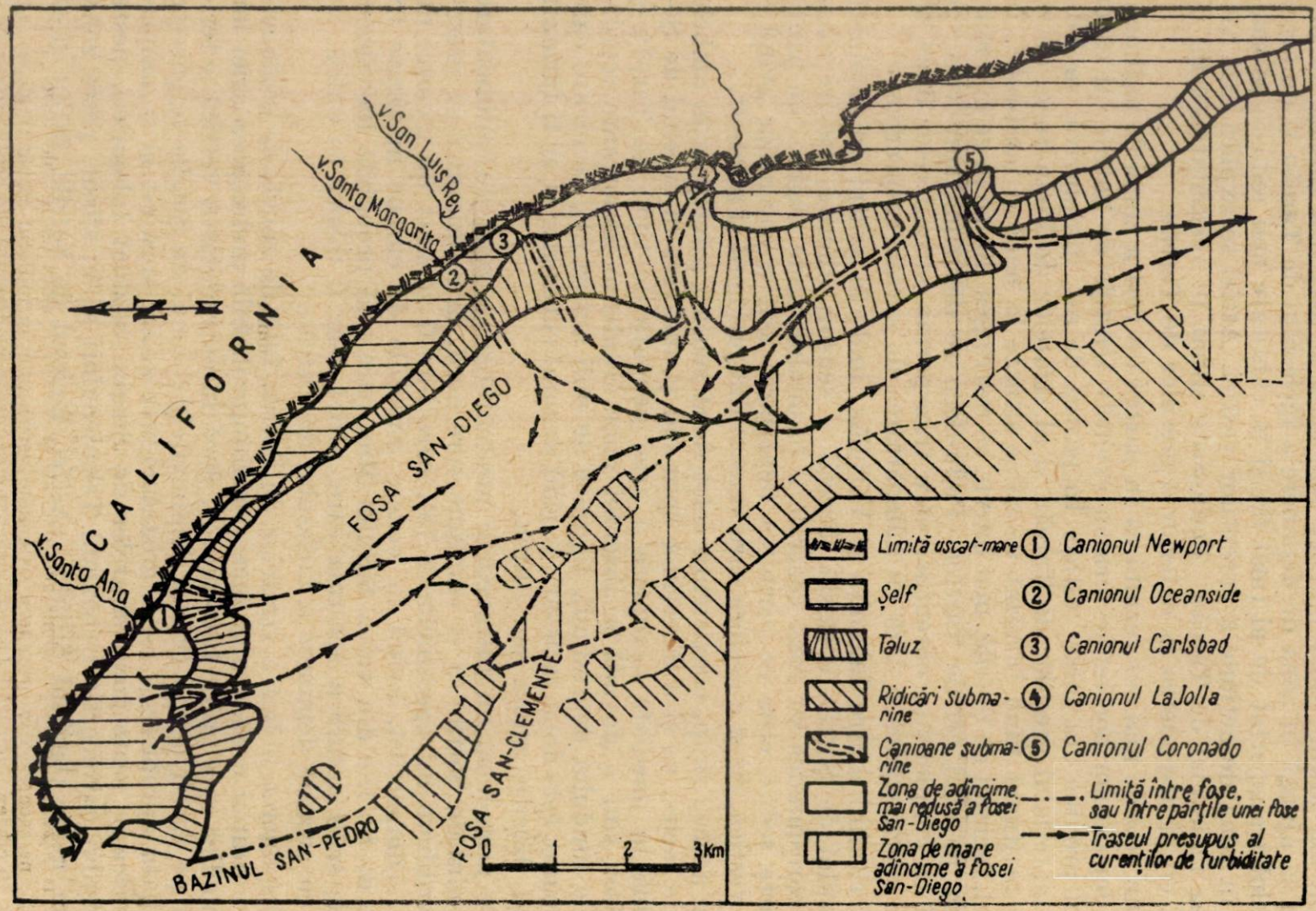


Fig. 4. — Schița topografiei foselor californiene actuale cu traseele urmate de curenții de turbiditate contemporani (după B. M. Hand, K. O. Emery, F. P. Shepard și G. Einsele).

păstreze poziția sau chiar să migreze mai la interior, așa cum ar fi fost normal în cazul unei prelungiri a zonei sale de sedimentare spre nord, se apropie, paleogeografic vorbind, în mod continuu de faciesul de Tarcău.

Situații asemănătoare cu cele descrise mai sus sînt cunoscute azi în fosele situate imediat la exteriorul coastelor Californiei. Acestea se dispun în culisă și sînt alimentate cu material detritic atît pe la capete, cît și lateral[3] (5), (9).

★

Cercetările sedimentologice întreprinse în regiunea dintre valea Ialomiței și valea Vărbilăului permit să ne formăm o imagine mai cuprinzătoare asupra condițiilor paleogeografice în care s-au format depozitele flișului eocen din această regiune. Din cele expuse mai sus rezultă că :

1. Agentul principal de transport au fost curenții longitudinali.

2. În cea mai mare parte, materialul a ajuns în zona de depunere nu direct din zonele emerse, ci prin resedimentarea detritusului existent pe șelf (reprezentat prin eocenul getic și prin prelungirea depozitelor sale la nord de fosa flișului).

3. Materialul flișului de Șotrile introdus în bazinul de sedimentare prin partea lui nordică are aceeași origine cu acela care a constituit depozitele eocenului de tip Tarcău —Podu-Secu de la Ursei și de pe valea Teleajenului.

4. Între faciesurile de Șotrile și de Tarcău ale eocenului nu poate fi presupusă existența nici unui „masiv cristalin median" (3)[4], întrucît se regăsesc numeroase direcții comune în ambele faciesuri, iar acolo unde ele sînt foarte apropiate unul de celălalt, asemănările stratonomice și litologice sînt mari. Existența, în flișul de Șotrile, a unor direcții de curent spre sud, pînă în imediata apropiere a zonei de amplasare a presupusei cordiliere nu face decît să întărească această afirmație.

5. Aria de sedimentare a flișului de Șotrile se închidea undeva spre nord-est, aproximativ în regiunea văii Siriului, avînd în vedere direcțiile de curent măsurate aici. Materialul de tip Șotrile era complet „ecranat" de acela de tip Tarcău.

6. Zona de depunere a flișului de Șotrile și cea a gresiilor de Tarcău se dispuneau în culisă.

---

[3] Avînd în vedere asemănările dintre modul de sedimentare și caracterele topografice ale bazinelor californiene actuale și cele presupuse ale bazinului eocen din partea de sud a Carpaților Orientali, am considerat necesar să alăturăm și o schiță care ilustrează relațiile diferitelor fose pacifice cu zona de șelf din vestul Californiei. Pentru facilitarea comparației am dispus schița cu nordul în partea stîngă (fig. 4).

[4] Luînd în considerație nu numai observațiile expuse în nota de față, ci și datele privind direcțiile de curent din complexul gresiei de Tarcău, ca și cele din flișul eocen maramureșan, se poate afirma că aria de proveniență a celei mai mari părți a materialului detritic ce a constituit depozitele eocene ne apare într-adevăr sub forma unui masiv median (masivul transilvano-panonic). Numai că prin masiv median înțelegem arii de formă neregulată ce constituie nuclee care separă diferitele regiuni geosinclinale și care reprezintă resturi ale structogenelor mai vechi, neregenerate în orogeneza sistemului geosinclinal în mijlocul căruia se găsesc (4). De aceea nu credem indicată folosirea termenului de masiv median cristalin pentru zone emerse înguste și alungite amplasate în cuprinsul domeniului geosinclinal propriu-zis (3). Aceasta cu atît mai mult cu cît ar însemna să punem semnul egalității între noțiunile de masiv median și de cordilieră, fapt care ar duce la grave confuzii.

BIBLIOGRAFIE

1. I. Băncilă, *Geologia Carpaţilor Orientali*, Edit. ştiinţ., Bucureşti, 1958.
2. Contescu L., Jipa D. şi Mihăilescu N., *Turbidite în flişul eocenului de Şotrile*, Com. ştiinţ., Congr. V, Asoc. Geol. Carpato-Balcanică (1961), 1963, **III**, *1*, 109.
3. Dumitriu M., *Arii de sursă ale unor sedimente paleogene din Carpaţii Orientali*, St. şi cerc. de geol., 1964, **9**, *1*, 181.
4. Хайн В. Е. и Щейнманн Ю. М., *Сто лет учения о геосинклиналях*, Советская геология, 1960, **11**.
5. Hand B. M. a. Emery K. O., *Turbidites and topography of north—end of San Diego trough*, California, Journ. Geology, 1964, **72**, *5*, 526.
6. Murgeanu G., *Recherches géologiques dans Valea Doamnei et Valea Vîlsanului (Mounténie Occidentale)*, C. R. Séances, Inst. Géol. Roum., 1941, **XXVI** (1937—1938), 63.
7. Olteanu Fl., *Structura geologică a regiunii Ursei — Cîmpina*, D. S. Com. geol., 1952, **XXXVI** (1948—1949), 125.
8. Popescu Gr., *Zona flişului paleogen între valea Buzăului şi valea Vărbilăului*, D. S. Com. geol., 1952, **XXXVI** (1948—1949), 113.
9. Shepard F. P. a. Einsele G., *Sedimentation in San Diego trough and contributing submarine canyons*, Sedimentology, 1962, **1**, *2*, 81.
10. Vinogradov C., *Observaţii petrografice asupra depozitelor senoniene şi eocene din regiunea Comarnis — Şotrile*, Anal. Univ. Buc., Seria şt. nat. (geol.-geogr.), 1962, **31**, 49.

Institutul de geologie şi geografie
al Academiei Republicii Socialiste România
şi Întreprinderea de prospecţiuni
a Comitetului de Stat al Geologiei

Primit în redacţie la data de 1 dec. 1965

RAPORTUL Re : Mo ÎN MOLIBDENITELE DIN ROMÂNIA

DE

NICOLAE PETRULIAN şi LIVIA STECLACI

55(05)

Studiul molibdenitelor din România arată că raportul Re : Mo poate fi considerat termometru geologic, acest raport crescînd cu creşterea temperaturii de formare a molibdenitului de la 1 :4 400 (molibdenit în skarn) la 1 :3 600 (molibdenit în cuarţ), 1 :2 500 (tip cupro-molibdenic cu cuarţ), 1 :850 (tip cupro-molibdenic cu calcită), 1 :700 (molibdenit cu calcită). Reniul este în mineralizaţiile studiate substituent izomorf numai al molibdenului.

Într-o lucrare anterioară (8) autorii au urmărit prezenţa reniului în molibdenitele din România. Cu această ocazie s-a observat că fluctuaţiile conţinutului în reniu al molibdenitelor din diverse mineralizaţii sînt dependente de temperatura de formare a acestora. În plus, probele provenite din aceeaşi mineralizaţie au arătat şi ele fluctuaţii, însă de proporţii mai reduse.

Problema a fost reluată prin analize de probe dintr-o gamă mai completă de tipuri genetice de zăcăminte. Totodată s-au urmărit fluctuaţiile conţinutului de reniu, în paralel cu cele de molibden din aceleaşi probe.

Probele care au făcut obiectul cercetărilor în completare provin din următoarele tipuri de zăcăminte (mineralizaţii) :

1. *Molibdenit în skarn*, ilustrat prin zăcămîntul de la *Băiţa Bihor*, în care mineralizaţia cu molibdenit este asociată de obicei cu skarnul granatifer format la contactul intruziunilor banatitice cu calcare mezozoice. Minereul are caracter complex, dar molibdenitul formează în general concentraţii separate. Zăcămîntul de la Băiţa-Bihor este considerat de metasomatism de contact (pirometasomatism) cu trecere la hidrotermal.

2. *Molibdenit în cuarţ* provenind din următoarele iviri :

a. *Săvîrşin* (*Munţii Drocea*), în care molibdenitul asociat cu cuarţ formează filonaşe şi stockwerk-uri în masive banatitice (granodiorite). Din punct de vedere genetic, aceste mineralizaţii pot fi considerate hidrotermale de temperatură ridicată (hipotermale).

St. şi cerc. de geol., geof. şi geogr., Seria geologie, t. 11, nr. 1, p. 71–75 Bucureşti, 1966

b. *Oraviţa* (*Clementi*) caracterizată prin filonaşe şi impregnaţii localizate în banatite şi în şisturile cristaline din aureola de contact. Molibdenitul este asociat cu cuarţ şi subordonat cu calcopirită, specularit şi pirită. Geneza se consideră a fi hidrotermală-mezotermală, de tip cupromolibdenic.

3. *Molibdenit cu calcită* reprezentat prin zăcămintele şi ivirile de la :

a. *Deva* (9), în care mineralizaţia cupriferă (calcopirită, bornit, calcozină, digenit), în formă de stockwerk, localizată într-un subvulcan andezitic din familia banatitelor, conţine, la o oarecare adîncime, molibdenit cu gangă de calcit şi, subordonat, de cuarţ. Geneza zăcămîntului este hidrotermală-mezotermală.

b. *Sasca-Montană*, unde mineralizaţia cu molibdenit este asociată de obicei cu calcit, formînd filonaşe şi cuiburi în banatite. Menţionăm şi existenţa unei mineralizaţii cuprifere, lipsită de molibdenit, localizată în skarne, de origine pirometasomatică, cu trecere la hidrotermal. Asociaţia molibdenit-calcită pare a fi însă de temperatură mai scăzută (mezotermal).

În probele de molibdenit provenite din mineralizaţiile citate mai sus s-au analizat în paralel conţinuturile în molibden şi reniu. Pentru a constata dacă reniul urmăreşte exclusiv molibdenul din molibdenitele studiate, au fost pregătite, pentru fiecare zăcămînt sau ivire în parte, concentrate cu diverse grade de puritate din aceeaşi probă (notate cu a, b şi eventual c). Verificarea proporţionalităţii dintre conţinutul în reniu şi molibden a probelor astfel pregătite s-a realizat prin calculul raportului Re : Mo.

În cazul fiecărui zăcămînt s-a mai analizat cîte o probă în plus, tot pentru reniu şi molibden, în vederea verificării faptului că raportul Re : Mo este o caracteristică a tipului de zăcămînt.

Numai în cazul mineralizaţiei cu molibdenit de la Săvîrşin (Munţii Drocea) s-a făcut o singură analiză, din lipsă de material.

Menţionăm că dozarea reniului s-a făcut prin metoda colorimetrică cu α-furildioximă (11), iar molibdenitul a fost determinat gravimetric cu $PbMoO_4$.

Rezultatele obţinute sînt redate în tabelul nr. 1 din care rezultă :

— conţinuturile în molibden ale diverselor probe fluctuează între 11,10% şi 34,42%, deci în limite destul de largi, arătînd gradul lor diferit de purificare. Diferenţa mare dintre conţinutul teoretic în Mo al MoS_2 (59,9%) şi cel rezultat din analiza probelor purificate în laborator confirmă observaţia microscopică, că mineralul de molibden este intim concrescut cu alte minerale însoţitoare, în cea mai mare parte minerale de gangă ;

— conţinuturile în reniu prezintă şi ele fluctuaţii destul de mari (de la 28 p.p.m. la 363 p.p.m.) ; din examinarea rezultatelor de analiză se observă două categorii de variaţii :

— una legată de gradul de purificare a probei de molibdenit (fluctuînd proporţional cu conţinutul în molibden, aşa cum se observă în probele 1 a, 1 b, 1 c de la Băiţa-Bihor, Oraviţa etc. ;

— alta legată de trecerea de la un tip de zăcămînt la altul, conţinuturile crescînd, în linii generale, în ordinea expusă în tabelul nr. 1 ;

Tabelul nr. 1

Conținuturile în Re și Mo și raportul Re : Mo în molibdenitele din România

Zăcămîntul			Nr. probei	Conținuturi		Raport Re : Mo	Obs.
tip	localitate	geneză		Mo %	Re p.p.m.		
Molibdenit în skarn	Băița-Bihor	pirometasomatic-hidrotermal	1a	12,35	28	1 : 4 420	
			1b	25,42	57	1 : 4 460	
			1c	42,75	96	1 : 4 460	
			2	25,10	55	1 : 4 560	
Molibdenit cu cuarț	Săvîrșin (Munții Drocea)	hidrotermal (hipotermal)	1	20,81	64	1 : 3 600	
Cupromolibdenic cu cuarț	Oravița Clementi	hidrotermal (mezotermal)	1a	17,33	72	1 : 2 404	
			1b	25,51	103	1 : 2 478	
			1c	34,42	138	1 : 2 500	
			2	30,90	120	1 : 2 575	
Cupromolibdenic cu calcită	Deva	hidrotermal (mezotermal)	1a	15,20	172	1 : 878	
			1b	18,20	200	1 : 910	
			2	14,40	180	1 : 900	
Molibdenit cu calcită	Sasca Montană	hidrotermal (mezotermal)	1a	11,10	154	1 : 720	
			1b	19,25	270	1 : 714	
			1c	25,72	362	1 : 708	
			2	22,10	311	1 : 711	

— valorile raporturilor Re : Mo[1] se dovedesc a fi mult mai concludente în problema urmărită. Se observă că :

— în cazul unei probe cu grad de purificare diferit (1 a, 1 b, 1 c) valoarea raportului Re :Mo este destul de constantă ;

— valoarea raportului Re :Mo rămîne asemănătoare în cazul a două probe diferite din același zăcămînt (probele 1 și 2) :

— valoarea raportului Re :Mo este net diferită de la un tip de zăcămînt la altul. S-au putut distinge astfel cinci categorii de valori diferite, corespunzînd celor cinci tipuri de zăcăminte studiate.

★

Încercînd să corelăm rezultatele de analiză cu tipurile de zăcăminte de molibdenit din care au fost prelevate probele, se observă o legătură strînsă între temperatura de formare a molibdenitului în zăcămîntul respectiv și valoarea raportului Re :Mo. Cu cît această temperatură a fost mai mică, cu atît valoarea raportului se dovedește a fi mai mare, demonstrînd îmbogățirea în reniu a molibdenitelor formate la temperaturi mai

[1] Valorile raporturilor Re :Mo au fost calculate cu aproximația riglei de calcul, cu totul suficientă în cazul de față.

scăzute. Astfel, molibdenitul asociat cu skarn granatifer, parageneză tipică de temperatură mai ridicată, este caracterizat prin valoarea raportului Re : Mo în jur de 1 : 4 400. Molibdenitul asociat cu cuarț se caracterizează printr-o temperatură de formare inferioară tipului anterior, confirmată de valoarea raportului, circa 1 : 3 200. Tipul cupro-molibdenic asociat cu cuarț se dovedește a fi de temperatură mai scăzută, raportul Re : Mo avînd valori în jur de 1 : 2 500. În cazul tipului cupro-molibdenic în care predomină calcita, parageneză de temperatură mai scăzută, valoarea Re : Mo este mult mai mare, în jur de 1 : 850. O valoare oarecum apropiată a raportului Re : Mo (circa 1 : 700) prezintă probele de tipul de molibdenit asociat cu calcită, de unde s-ar putea deduce că în parageneze asemănătoare (molibdenit-calcită) conținutul în reniu este destul de apropiat.

Este de semnalat cu această ocazie, și faptul că prezența cuprului în zăcămintele de molibdenit pare a nu avea nici o influență asupra conținutului molibdenitului în reniu. Acest fapt are de altfel o justificare geologică pentru zăcămintele studiate, în care molibdenitul apare de obicei în concentrații izolate (filonașe, impregnații) și în strînsă asociație numai cu minerale de gangă de temperatură diferită (skarn, cuarț, calcit).

În rezumat, se poate afirma că:

— Raportul Re :Mo poate fi considerat ca termometru geologic, acest raport crescînd cu scăderea temperaturii de formare a molibdenitului. Explicația îmbogățirii în reniu a molibdenitelor de temperatură mai scăzută nu poate fi dată decît prin studii teoretice și practice sistematice ale sistemului MoS_2 — ReS_2.

— Reniul este substituent izomorf exclusiv al molibdenului din molibdenitele cercetate; procesul de substituție izomorfă este de altfel teoretic posibil (1, 2, 5, 7, 13).

Problema semnalată în lucrarea de față prezintă atît aspecte științifice, cît și economice. Pentru ca concluziile obținute să capete generalitatea unor legi este nevoie însă de verificarea lor pe un număr suficient de mare de probe, luate sistematic, ale căror rezultate, tratate prin metodele statisticii matematice, pot elimina orice erori întîmplătoare.

Dacă observațiile noastre privitoare la distribuția și migrația reniului se confirmă, rezultă că, din punct de vedere economic, concentratele de molibdenit sînt singurele surse de reniu; totodată, cunoscînd tipul de zăcămînt, se poate prevedea eventualul conținut în reniu, element de deosebită valoare tehnică.

BIBLIOGRAFIE

1. Aminoff G., *En rheniumrik molybdenglas*, Geol fören. Stockholm Forh., 1943.
2. Carlson E. J., *Rhenium in Minerals*, Yearbook, U. S. Bureau of Mine, 1951.
3. Geilman W., Lange G. u. Berttlinck H., *Über den Rheniumgehalt einiger Molybdenminerale*, Neues Jahrb. Mineral Monatsh. A, 1945—1948.

4. Giuşcă D., *Note préliminaire sur la minéralisation des gisements de contact de Băiţa Bihor (Monts Apuseni)*, Acad. Roum., Mém. Sect. Sci., (III-ème Série), Bucureşti, 1941, **XVI**, *6*.
5. Jirov K. K. u. Ivanova G. F., *O raspredelenii reniia v molibdenitax mestorojdenii riada geneticeskih tipov*, Geohimiia, 1959, **6**.
6. Noddack I. u. Noddack W., *Die Geochemie des Rheniums*, Zeitschr. physikal. Chemie, 1931, A. **154**.
7. — *Das Rhenium*, Leipzig, Voss, 1933.
8. Petrulian N. şi Steclaci L., *Prezenţa reniului în mineralizaţiile de molibden din R.P.R.*, St. şi cerc. de geol., 1963, **8**, *4*.
9. Petrulian N., Steclaci L., Oroveanu F. a. Sandu D., *Mineralogic and geochemical study of the copper mineralisation from Deva*, Rév. Roum. de Géol., Géophys., Série de Géol. 1965, **9**, *2*.
10. Reh H. u. Rössler H. J., *Geochemische Eigenschaften der für die neuzeitliche Technik wichtigen weniger häufigen Metalle*, Neue Hütte, 1957, **2**, *9*.
11. Sandell E. B., *Colorimetric determination of metals*, Mc. Millan Co., New York, 1959.
12. Schreiter W., *Seltene Metalle*, Band II, VEB Deutsch. Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig, 1961.
13. Studenikov Z. B. u Zolorateva V. A., *Renii v molibdenitah mestorojdeniia*, Tîrni-Auz, Geohimiia, 1958, **1**.

Institutul de petrol, gaze şi geologie

Primit în redacţie la data de 30 iunie 1965

STRUCTURA ȘI STRATIGRAFIA ȘISTURILOR CRISTALINE DIN REGIUNEA IZVOARELOR ȚIBĂULUI-VALEA COȘNA (CARPAȚII ORIENTALI)

DE

V. IANOVICI

MEMBRU CORESPONDENT AL ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

și C. IONESCU

55(05)

Obiectul principal al cercetărilor l-a constituit orizontarea stratigrafică a formațiunilor cristaline din regiunea izvoarele Țibăului — valea Coșna. În cadrul acestora s-au deosebit două serii : 1) seria mezometamorfică reprezentată prin formațiuni cristaline vechi, alcătuită din două complexe stratigrafice și 2) seria epimetamorfică, formată din roci cristaline mai noi, care a luat naștere prin metamorfozarea unei serii sedimentare, depuse transgresiv peste seria mezometamorfică, într-o nouă fază de metamorfism.

În ordinea succesiunii stratigrafice, în cadrul acestei serii au fost separate : complexul inferior (complexul cuarțitelor negre și al șisturilor silicioase manganifere), complexul mediu (complexul porfiroidelor) și complexul superior (complexul calcarelor dolomitice și al șisturilor clorito-sericito-grafitoase). În regiune, structural, se reliefează o zonă vestică, caracterizată prin cute largi, și o zonă estică cu un sistem de cute strînse, cu deversări estice.

Regiunea izvoarele Țibăului—valea Coșna este situată în bazinul superior al văii Bistriței Aurii, fiind delimitată la NE de granița cu U.R.S.S., iar la SV de valea Coșna.

Suprafața cercetată constituie o zonă importantă atît structural, cît și stratigrafic, deoarece în cadrul ei se face joncțiunea între unități tectonice și serii stratigrafice principale din Carpații Orientali, cum sînt : seria mezometamorfică, seria epimetamorfică și formațiunile sedimentare, cretacice și eocene.

Morfologic, regiunea se caracterizează printr-un relief accentuat, cu diferențe de nivel mari, variind între 600 m și 900 m și altitudini maxime

St. și cerc. de geol., geof. și geogr., Seria geologie, t. 11, nr. 1, p. 77–90, București, 1966

de pînă la 1 903 m (vîrful Omul). Majoritatea văilor principale (Țibău, Cîrlibaba, Tătarca, Deaca, Stînii și Suhărzelului) sînt tributare văii Bistriței Aurii.

Istoricul cercetărilor geologice. Cei mai vechi cercetători care s-au referit, în general, asupra Carpaților Orientali sînt Gr. Ștefănescu în anul 1885 și Bruno Walter în anul 1876. Bruno Walter cercetează regiunea Cîrlibaba, ocupîndu-se în special de raporturile dintre epizona și mezozona din regiunea Muntelui Bretila. Cu această ocazie întocmește o secțiune geologică cu poziția anticlinală a acestei zone.

În 1927, Theodor Kräutner, căutînd să facă legătura între Munții Bistriței și Maramureș, studiază zona Masivului Bretila, separînd pentru prima dată șisturile cristaline în funcție de gradul de metamorfism, în roci epizonale și roci mezozonale.

Mircea Savul[1] a executat cercetări între anii 1948 și 1953 în împrejurimile comunei Cîrlibaba.

V. Ianovici (4) prezintă în cadrul Congresului geologic internațional de la Mexico o sinteză a cercetărilor geologice cu privire la zăcămintele de minereuri de mangan din România.

M. Savul și V. Ianovici (7) au studiat chimismul rocilor cu mangan din cristalinul Munților Bistriței.

În 1960, D. Constantinoff, N. Bîră, V. Puiu, Al. Manea, M. Puiu și L. Dlujnewski[2] au executat cercetări stratigrafice și petrografice în sectorul Panaci, Crucea, Ostra.

I. Rădulescu și L. Rădulescu[3] au efectuat cercetări geologice la nord și sud de regiunea noastră în anul 1960.

M. Codarcea, I. Bercia, H. Kräutner și M. Mureșan (2) au întreprins cercetări structurale și stratigrafice în regiunea Bîrnărel-Holdița.

STRATIGRAFIA ȘI PETROGRAFIA REGIUNII

Formațiunile geologice care iau parte la alcătuirea regiunii cercetate se pot grupa în trei unități:

A. Formațiuni cristaline;
B. Roci eruptive;
C. Formațiuni sedimentare.

---

[1] M. Savul, *Raport asupra prospecțiunilor geologice efectuate în regiunea Cîrlibaba*, Arh. Com. Geol., 1950.

[2] D. Constantinoff, N. Bîră, V. Puiu, Al. Manea, M. Puiu și L. Dlujnewski, *Raport asupra prospecțiunilor geologice efectuate în sectorul Panaci-Crucea-Ostra*, Arh. Com. Geol., 1960.

[3] I. Rădulescu, L. Rădulescu, P. Costache, F. Barbu și D. Constantinoff, *Raport asupra prospecțiunilor geologice efectuate în regiunea Cîrlibaba*, Arh. Com. Geol., 1960.

A. FORMAȚIUNILE CRISTALINE

Obiectul principal al cercetărilor noastre l-a constituit orizontarea stratigrafică a formațiunilor cristaline. În funcție de evoluția lor geologică, în cadrul acestora, s-au separat două serii distincte (tabelul nr. 1) :

1. *Seria mezometamorfică*, alcătuită din formațiuni cristaline vechi, care prezintă, în general, o varietate largă de structuri, începînd de la structura blastopelitică și pînă la cea blastopsamitică. Din punct de vedere textural se găsesc variații de la cele mai șistoase pînă la cele slab orientate. Frecvent, rocile sînt puternic tectonizate, fapt care a determinat formarea de mici fisuri și rupturi vizibile la microscop. Atunci cînd predomină biotitul, ele au culoare brună-cenușie, însă pe măsură ce fenomenul de retromorfism este mai evident și biotitul este cloritizat, rocile prezintă culori verzui. În general, fenomenul de retromorfism a afectat o mare parte a seriei mezometamorfice.

2. *Seria epimetamorfică* a luat naștere în urma metamorfozării depozitelor sedimentare transgresive (depuse peste seria mezometamorfică) și a rocilor eruptive și piroclastice, care au fost puse în loc în timpul sedimentării.

În evoluția geosinclinalului în care au transgresat rocile seriei epimetamorfice, formațiunile mezometamorfice au alcătuit de-a lungul acestuia o importantă cordilieră, orientată NV-SE, în lungul căreia s-a depus material psefitic și psamitic și s-au dezvoltat bariere de recifi calcaroși.

Pentru caracterul transgresiv al seriei epimetamorfice și, implicit, pentru o nouă fază de metamorfism pledează discordanțele stratigrafice dintre cele două serii (peste seria mezometamorfică se găsesc termeni superiori ai seriei epimetamorfice), prezența conglomeratelor din partea inferioară a seriei epimetamorfice, în care sînt remaniate elemente din fundament, caracterul retromorf al seriei mezometamorfice etc.

Una dintre cele mai evidente trăsături ale depozitelor care în urma metamorfismului au dat naștere seriei epimetamorfice este alternanța ritmică, caracteristică formațiunilor flișoide. Sînt prezente atît ritmuri complete, cît și ritmuri incomplete. Se remarcă existența unor macroritmuri cu grosimi de ordinul zecilor și sutelor de metri și a unor microritmuri cu grosimi de ordinul centimetrilor. Un exemplu de macroritm a fost observat în bazinul pîrîului Omu, afluent al văii Deaca, unde termenul bazal este constituit în mod predominant din roci grosiere, a căror secvență nu are caracter ritmic, în timp ce termenul intermediar este constituit în mod predominant din roci grosiere, la care se adaugă un procent mărit de roci fine, iar termenul superior înglobează depozite predominant fine.

Prin metamorfozarea depozitelor sedimentare flișoide, a rocilor eruptive și piroclastice, puse în loc în timpul sedimentării, a luat naștere seria epimetamorfică, alcătuită din conglomerate cuarțitice cenușii, șisturi cuarțito-grafitoase, șisturi negre calcaroase, conglomerate clorito-sericitoase, șisturi cuarțito-clorito-sericitoase, șisturi clorito-sericitoase, șisturi verzi, cuarțite negre, șisturi silicioase manganifere, calcare șistoase, porfiroide, șisturi clorito-sericito-grafitoase și calcare dolomitice.

Tabelul nr. 1

Succesiunea stratigrafică în cristalinul Munţilor Bistriţei

Denumirea seriei	Denumirea complexelor	Denumirea orizonturilor	Denumirea nivelelor
Seria epimetamorfică (b) (1 800 m — 2 350 m)	complexul superior (b_3) (complexul calcarelor dolomitice şi al şisturilor clorito-sericito-grafitoase) 500 m — 700 m *		
	complexul mediu (b_2) ** (complexul porfiroidelor) 600 m — 850 m *	orizontul şisturilor clorito-sericitoase cu intercalaţii de roci carbonatice	nivelul şisturilor clorito-sericitoase cu intercalaţii de şisturi verzi şi calcare dolomitice
			nivelul terigen
		orizontul porfiroidelor	nivelul superior de porfiroide
			nivelul de şisturi clorito-sericitoase cu intercalaţii de cuarţite negre şi şisturi cloritoase cu porfiroblaste de albit
			nivelul inferior de porfiroide
	complexul inferior (b_1) ** complexul cuarţitelor negre şi al şisturilor silicioase manganifere) 450 m — 500 m *	orizontul manganifer	nivelul superior manganifer
			nivelul şisturilor clorito-sericitoase cu intercalaţii de şisturi grafitoase şi calcare
			nivelul inferior manganifer
			nivelul şisturilor grafitoase cu intercalaţii de şisturi verzi
			nivelul terigen

Seria mezometamorfică (a)		orizontul şisturilor blastopsefitice-blastopsamitice	nivelul conglomeratelor clorito-sericitoase	
			nivelul şisturilor calcaroase cu muscovit	şisturi cuarţito-grafitoase rubanate cu lamine de cuarţite negre
			nivelul şisturilor cuarţito-muscovitice cenuşii	
			nivelul conglomeratelor cuarţitice cenuşii şi negre	
	complexul superior (a_2)	orizontul superior	nivelul şisturilor cloritosericitoase cu granaţi cloritizaţi şi gnaise clorito-muscovitice	
		orizontul inferior	nivelul şisturilor clorito-cuarţito-muscovitice cu intercalaţii de şisturi calcaroase cenuşii-vineţii	
			nivelul şisturilor cuarţito-clorito-muscovito-biotitice cu granaţi	
	complexul inferior (a_1)		nivelul amfibolitelor şi şisturilor amfibolice cu magnetit	
			nivelul micaşişturilor muscovito-biotitice cu granaţi	

* Grosimea complexelor.

** Gnaisele porfiroide de tip Pietrosu şi gnaisele porfiroide de tip Mîndra se găsesc începînd din partea inferioară a seriei epimetamorfice pînă în partea superioară a complexului mediu.

6 — c. 3348

În urma cercetării formaţiunilor cristaline s-a obţinut următoarea imagine asupra succesiunii stratigrafice în cele două serii stratigrafice :

Seria mezometamorfică (a)

Complexul inferior (a_1),
Complexul superior (a_2) ;
— Orizontul inferior,
— Orizontul superior.

Seria epimetamorfică (b)

Complexul inferior (complexul cuarţitelor negre şi al şisturilor manganifere (b_1) ;
— Orizontul şisturilor blastopsefitice-blastopsamitice,
— Orizontul manganifer ;
Complexul mediu (complexul porfiroidelor) (b_2) ;
— Orizontul porfiroidelor,
— Orizontul şisturilor clorito-sericitoase cu intercalaţii de roci carbonatice ;
Complexul superior (complexul calcarelor dolomitice şi al şisturilor clorito-sericito-grafitoase) (b_3).

Seria mezometamorfică (a)

Formaţiunile mezometamorfice afloreză pe suprafeţe mici în bazinele văilor Ţibău, Izvorul Gîndacului, Deaca, Tisa, Făgeţel şi pe culmea Suhardului.

Stratigrafic, în cadrul acestei serii au fost puse în evidenţă două complexe.

Complexul inferior (a_1). Acest complex apare în bazinele văilor Ţibău, Izvorul Gîndacului, Deaca şi cuprinde formaţiunile inferioare ale seriei mezometamorfice.

În cadrul acestui complex s-au deosebit trei nivele stratigrafice :

Nivelul micaşisturilor muscovito-biotitice cu granaţi apare în bazinele pîraielor Canal (afluent al văii Ţibău), Izvorul Gîndacului şi pe pîrîul Omu (afluent al văii Deaca). Acest nivel este alcătuit din diferite tipuri de roci terigene : micaşisturi muscovitice şi biotitice. Cu totul subordonat se întîlnesc intercalaţii de şisturi amfibolice şi amfibolite în bazinul pîrîul Omu.

Nivelul şisturilor cuarţito-clorito-biotitice cu magnetit are dezvoltare mare în versanţii văii Ţibău, în amonte de confluenţa pîrîului Lelici cu valea Ţibăului. În cadrul acestui nivel se individualizează şisturi cuar-

țito-cloritoase impregnate cu cristale mari de magnetit. Analizele chimice executate pe probe colectate din aceste șisturi au dat conținuturi pînă la 12% Fe.

Nivelul amfibolitelor și șisturilor amfibolice aflorează în bazinul văii Țibău, pe pîrîul Canal și pe pîrîul Dîrmoxa. În șisturile amfibolice de pe pîraiele Dîrmoxa și Canal se găsesc diseminate cristale frumoase de magnetit.

Complexul inferior este în mare parte afectat de fenomene de retromorfism, încît biotitul și granatul sînt parțial cloritizați.

Complexul superior (a_2). Complexul superior al seriei mezometamorfice apare pe culmea Suhardului, pe primul afluent drept al văii Deaca și pe pîraiele Tisa și Făgețel.

În cadrul acestui complex au fost deosebite stratigrafic două orizonturi :

Orizontul inferior, care cuprinde, în partea inferioară, nivelul șisturilor cuarțito-clorito-muscovito-biotitice cu granați, cu intercalații de șisturi clorito-sericito-muscovitice, iar în partea superioară nivelul șisturilor clorito-cuarțito-muscovitice, cu intercalații de șisturi calcaroase cenușii-vineții. Caracteristice pentru acest orizont sînt intercalațiile lenticulare de șisturi calcaroase cenușii-vineții, care se întîlnesc pe culmea Suhardului pe circa 10 km lungime, cît și pe primul afluent drept al văii Deaca. Fenomenele de retromorfism, care s-au suprapus peste acest orizont mezometamorfic, au dus la formarea unor roci în care pe unele zone este predominant sericitul și cloritul, formați pe seama muscovitului și respectiv biotitului și granatului. Cloritul de natură retromorfă se recunoaște după resturile sagenitice sau după unele aureole pleocroice relicte.

Orizontul superior aflorează în bazinul pîrîului Făgețel și în bazinul pîrîului Tisa. Acest orizont este constituit din șisturi cloritosericitoase cu granați cloritizați și din gnaise clorito-muscovitice. Gnaisele au structură granoblastică și textură gnaisică. Textura gnaisică este evidențiată de alternanța benzilor micacee cu cele granulare alcătuite din cuarț și feldspat.

Din alcătuirea petrografică a seriei mezometamorfice rezultă că șisturile cristaline care intră în constituția sa au luat naștere prin metamorfozarea unor sedimente de natură terigenă, argilo-grezoase cu rare intercalații de marne și calcare și a unor roci eruptive bazice și acide.

Seria mezometamorfică, peste tot este diaftorizată, astfel că, unele faciesuri petrografice ajung aproape pînă la roci epimetamorfice.

Seria epimetamorfică (*b*)

Seria epimetamorfică are cea mai mare răspîndire în regiunea cercetată.

Începînd din bazinul văii Țibăului pînă în bazinul văii Coșna, se întîlnesc discordanțe stratigrafice, care ne ajută la interpretarea bazinului în care s-au sedimentat formațiunile epimetamorfice și la descifrarea stra-

tigrafiei. În bazinul văii Ţibăului, peste seria mezometamorfică se găsesc calcare dolomitice cu intercalaţii de şisturi clorito-sericito-grafitoase, care reprezintă ultimii termeni stratigrafici ai seriei epimetamorfice.

Pe culmea Suhardului, peste formaţiuni mezometamorfice, se dispun calcare dolomitice epimetamorfice.

Conglomeratele cuarţitice din cadrul complexului inferior, în bazinul pîrîul Omu, sînt dispuse peste seria mezometamorfică.

Aceste observaţii geologice de teren ne determină să admitem că, peste fundamentul mezometamorfic, au transgresat apele în care au început să se depună sedimente şi totodată să se ridice de-a lungul geosinclinalului o cordilieră orientată NV-SE, alcătuită dintr-un geanticlinal compus, constituit din formaţiuni mezometamorfice, care de-a lungul său a fost însoţit de o serie de geanticlinale secundare submerse. În lungul acestei cordiliere, acolo unde au existat condiţii optime, s-au dezvoltat recifi calcaroşi. Concomitent cu sedimentarea materialului terigen au avut loc şi erupţiuni de roci bazice şi acide.

Din orizontările făcute în cadrul seriei epimetamorfice, rezultă că, în timp ce în zona cordilierei, coloana stratigrafică este destul de mică atît în ceea ce priveşte grosimea formaţiunilor epimetamorfice, cît şi în ceea ce priveşte numărul orizonturilor stratigrafice, pe măsură ce se înaintează spre largul bazinului de sedimentare, grosimea coloanei stratigrafice creşte şi se măreşte şi numărul orizonturilor şi nivelelor petrografice.

Prezentarea seriei epimetamorfice se va face în ordinea succesiunii complexelor stratigrafice care au fost separate în cadrul ei : complexul inferior, complexul mediu şi complexul superior.

Complexul inferior (b_1). Acest complex, pe care l-am denumit şi complexul cuarţitelor negre şi al şisturilor silicioase manganifere, apare bine dezvoltat în partea sudică a regiunii, în bazinele văilor Deaca, Puiu, Coşna şi cu extindere mai mică în apropierea comunei Cîrlibaba, în zona axială a anticlinalului Cîrlibaba—Dadu.

Limita inferioară a acestui complex, deschisă în bazinele văilor Deaca şi Izvorul Gîndacului, a fost pusă sub orizontul şisturilor blastopsefitice-blastopsamitice, care stau transgresiv peste seria mezometamorfică.

Limita superioară a complexului inferior (b_1) a fost trasată între primul nivel de porfiroide al complexului mediu şi orizontul manganifer.

Descrierea complexului se va face în ordinea succesiunii celor două orizonturi stratigrafice.

Orizontul şisturilor blastopsefitice-blastopsamitice este deschis în bazinul văii Deaca şi Izvorul Gîndacului şi este constituit din nivelul conglomeratelor cuarţitice cenuşii şi negre, nivelul şisturilor cuarţito-muscovitice cenuşii, nivelul şisturilor negre muscovitice, nivelul şisturilor calcaroase cu muscovit şi nivelul conglomeratelor clorito-sericitoase.

Conglomeratele cuarţitice sînt situate peste seria mezometamorfică. Au culoare cenuşie pînă la negricioasă. Cimentul în care sînt prinse elementele de cuarţ alb, rulat, este recristalizat, de culoare cenuşie şi este alcătuit din cuarţ, în mare parte recristalizat, lamele de muscovit, sericit, turmalină, uneori granaţi cloritizaţi şi fragmente de biotit cloritizat.

Peste nivelul conglomeratelor cuarțitice sînt dispuse șisturi cuarțito-muscovitice, cenușii, după care urmează șisturi negre muscovitice. Acestea au structură lepidoblastică, rar granoblastică și textură șistoasă. Muscovitul este dezvoltat în lamele mari și ajunge procentual pînă la 19%. Grafitul apare pulverulent, fiind aglomerat pe direcțiile de șistozitate. Deseori, în șisturile negre muscovitice se întîlnesc mici lentile de calcar pînă la 10 cm lungime și 3 cm grosime, care atunci cînd sînt levigate lasă goluri tapisate cu cristale de calcit și oxizi de fier.

În succesiune, se găsesc șisturile calcaroase cenușii și negre cu muscovit, care lateral trec la calcare dolomitice.

În versantul drept al văii Deaca, pe pîrîul Sweizerii, unde e deschisă partea superioară a orizontului blastopsefitic-blastopsamitic, se găsesc șisturi cuarțito-clorito-grafitoase, rubanate, cu lamine de cuarțite negre și cu intercalații lenticulare de șisturi calcaroase și calcare.

Orizontul șisturilor blastopsefitice-blastopsamitice se încheie cu nivelul conglomeratelor clorito-sericitoase, care au culoare verzuie, elementele alcătuite din cuarț alb sînt rulate și rotunjite, fiind prinse printr-o matrice clorito-cuarțito-sericitoasă și mulate de lamele larg dezvoltate de clorit și sericit.

Orizontul manganifer apare în Muntele Dadu, pe valea Deaca, pîrîul Izvorul Gîndacului, pîrîul Puiu și valea Coșna.

Peste nivelul rocilor terigene, reprezentate prin șisturi cuarțito-clorito-sericitoase și șisturi clorito-sericitoase, urmează nivelul șisturilor grafitoase cu intercalații de șisturi verzi. Acest nivel este constituit din roci epimetamorfice provenite din metamorfozarea unor formațiuni sedimentare terigene, cu intercalații de roci bazice, tufuri și tufite bazice. În cadrul șisturilor verzi, petrografic, se deosebesc șisturi cloritoase, șisturi cloritoase cu calcit și epidot și șisturi clorito-sericitoase cu albit.

În succesiune normală urmează nivelul inferior manganifer alcătuit din cuarțite negre și șisturi silicioase manganifere. Nivelul următor, al șisturilor clorito-sericitoase cu intercalații de șisturi grafitoase și șisturi calcaroase, suportă nivelul manganifer superior, constituit din cuarțite negre și șisturi silicioase manganifere, similare din punct de vedere petrografic cu rocile nivelului inferior, manganifer.

Cuarțitele negre și șisturile silicioase manganifere, în timpul metamorfismului regional au fost budinate, ceea ce a determinat caracterul discontinuu și lenticular al rocilor din aceste două nivele.

Lucrările de prospecțiune și explorare executate de Comitetul Geologic în zona anticlinalului Dadu și în regiunea Coșna au pus în evidență lentile cu minereu de mangan în cele două nivele stratigrafice.

Minereul de mangan din nivelul superior, în zona Muntelui Dadu, are grosimi pînă la 40 metri, iar în regiunea Coșna pînă la 5 metri. Lentilele cu minereu de mangan din nivelul inferior au grosimi care nu depășesc 10 metri.

Complexul mediu (*complexul porfiroidelor*) (b_2). Complexul mediu apare bine dezvoltat în centrul și nordul regiunii cercetate, fiind constituit din roci epimetamorfice, provenite din metamorfozarea unor roci eruptive,

tufogene și sedimentare, cu numeroase intercalații de roci carbonatice, reprezentate prin calcare și dolomite. Prezența rocilor porfiroide constituie caracteristica petrografică principală a acestui complex.

Limita inferioară a complexului mediu a fost pusă în baza primului nivel de porfiroide, iar limita superioară a fost trasată în baza șisturilor clorito-sericito-grafitoase, cu intercalații de șisturi clorito-sericitoase ale complexului superior.

Complexul mediu a fost separat în două orizonturi : orizontul porfiroidelor și orizontul șisturilor clorito-sericitoase cu intercalații de roci carbonatice.

Orizontul porfiroidelor are extindere mare pe pîrîul Găina, în Muntele Dadu, pe pîrîul Izvorul Gîndacului, pîrîul Deaca, pîrîul Scoruș și în bazinul văii Coșna.

Peste nivelul inferior de porfiroide, care se află în baza acestui orizont și este bine dezvoltat pe pîrîul Găina și Muntele Dadu, urmează nivelul de șisturi clorito-sericitoase cu intercalații de cuarțite negre și șisturi cloritoase cu porfiroblaste de albit, care suportă nivelul superior de porfiroide.

O mare parte din zăcămintele de sulfuri complexe, metamorfozate, din Carpații Orientali sînt asociate și intercalate concordant orizontului de porfiroide. Astfel de intercalații de sulfuri complexe se găsesc în regiunea noastră, pe pîrîul Izvorul Ursului, afluent al văii Țibăului, pe pîrîul Mănăilă, afluent al văii Tătarca și pe Valea Stînii.

Orizontul șisturilor clorito-sericitoase cu intercalații de roci carbonatice este bine deschis în regiunea Cîrlibaba, pe valea Bistriței Aurii fiind alcătuit în majoritate din formațiuni de natură terigenă, reprezentate prin șisturi clorito-sericitoase, șisturi cuarțito-clorito-sericitoase, cuarțite cloritoase, gnaise psamitice, șisturi clorito-sericito-grafitoase și cuarțite negre, în care se găsesc intercalate șisturi verzi tufogene, șisturi calcaroase rubanate și calcare dolomitice.

În baza orizontului, se află nivelul preponderent terigen, peste care urmează nivelul de șisturi clorito-sericitoase cu intercalații de șisturi verzi tufogene și roci carbonatice.

Porfiroidele de tip Pietrosul și gnaisele porfiroide de tip Mîndra. În cadrul complexului inferior și complexului mediu al seriei epimetamorfice se găsesc o serie de dykuri de porfire metamorfozate. Acestea sînt prezente începînd din partea inferioară a seriei epimetamorfice pînă în partea superioară a complexului mediu. În bazinul pîrîului Bancu, afluent al văii Coșna, porfiroidele sînt străbătute de un dyke de porfire metamorfozate. Aceste observații ne determină să considerăm că punerea în loc a porfirelor metamorfozate a avut loc după depunerea orizontului porfiroidelor.

În urma proceselor de metamorfism, proceselor de metasomatoză și fenomenelor de retromorfism, în cadrul dykurilor de porfire metamorfozate, au luat naștere tipuri petrografice diferite. M. Savul și Gh. Mastacan au deosebit în cadrul acestora : porfiroide biotitice de tip Pietrosul și gnaise porfiroide de tip Mîndra. În gnaisele porfiroide de tip Mîndra se recunoaște dezvoltarea metasomatică a feldspatului potasic.

Complexul superior (*complexul calcarelor dolomitice și al șisturilor clorito-sericito-grafitoase*) (b_3). Acest complex apare în partea de nord a regiunii, în bazinul văilor Țibău și Cîrlibaba. Este constituit din roci terigene reprezentate prin șisturi clorito-sericitoase, cuarțite cu intercalații de calcare dolomitice masive și șisturi calcaroase. Calcarele dolomitice au dezvoltare mare în bazinele văilor Țibău și Cîrlibaba, unde au grosimi de pînă la 700 m. Acestea, în bază, deseori, au un nivel de cuarțite albe, cu microritmuri de cuarțite cenușii și negre. Alteori, în baza calcarelor dolomitice se găsesc calcare brecioase metamorfozate, corespunzătoare breciei de flanc recifale. În general, calcarele dolomitice, cristaline, prezintă îndințări cu șisturile calcaroase negre, rubanate și albe, în plăci, care, la rîndul lor, conțin intercalații de șisturi clorito-sericito-grafitoase. Cu cît se mărește depărtarea de calcarele masive, îndințările dintre șisturile calcaroase și șisturile clorito-sericitoase, slab grafitoase, sînt mai numeroase.

În regiunea noastră, îndințările faciale dintre calcarul dolomitic masiv, calcarele în plăci și șisturile clorito-sericito-grafitoase se datoresc dezvoltării recifilor laterali și zonalității care se formează în urma acțiunii valurilor marine. Astfel, marginal, reciful este distrus, iar fragmentele și blocurile care s-au format au dat naștere, în mare parte, prin cimentare la calcare în plăci și calcare șistoase. Cu cît ne depărtăm de recifi, fragmentele devin din ce în ce mai fine pînă se transformă într-un nisip calcaros, coraligen, nisip care începe să se amestece cu materialul detritic, fin. Astfel se pot explica îndințările frecvente care se găsesc în bazinul văii Țibău între calcarele dolomitice masive, șisturile calcaroase în plăci, șisturile clorito-sericito-grafitoase și șisturile clorito-sericitoase.

B. ROCILE ERUPTIVE

În regiunea cercetată, rocile eruptive au răspîndire mică și sînt reprezentate de cîteva filoane de camptonite.

Camptonitele au masa microgranulară, neagră, compactă, constituită dintr-un agregat holocristalin de andezin și cristale prismatice de barkevicit, iar uneori și de augit titanifer.

În filonul de camptonite de pe Bîtca Armeanului, în masa microgranulară alcătuită din cristale de plagioclaz, barkevicit și augit titanifer se găsesc fenocristale de barkevicit, augit și biotit.

C. FORMAȚIUNILE SEDIMENTARE

Formațiunile sedimentare care iau parte la alcătuirea regiunii aparțin triasicului, cretacicului și eocenului.

Triasicul ocupă o mică suprafață în regiunea cercetată, în împrejurimile localității Iacobeni și în partea de nord a regiunii, la obîrșia văilor Jupania și Ceremuș (Izvorul Cățelei), unde este reprezentat prin werfenian și anisian.

Cretacicul apare în special în partea de nord-est a regiunii cercetate, ca petece peste cristalin, în bazinul văii Ţibău şi ca zonă continuă în vestul regiunii, la obîrşia văii Coşna. El începe cu un orizont de conglomerate, care, treptat, trece la microconglomerate şi apoi la gresii.

Eocenul are extindere mult mai mare decît cretacicul.

Din două probe cu numuliţi pe care le-am recoltat din bazinul văii Ţibău (din formaţiunile sedimentare considerate de cercetători anteriori ca fiind cretacice), Gh. Bombiţă a determinat două specii de numuliţi, şi anume : *Nummulites perforatus* Montfort şi *Nummulites striatus* Bruguière. Deoarece ambele specii sînt caracteristice luteţianului superior, considerăm că calcarele cu numuliţi din bazinul văii Ţibău aparţin luteţianului superior.

Eocenul, în regiune, are în bază depozite breciforme deltaice cu grosimi care nu depăşesc 30 m, alcătuite din blocuri de şisturi cristaline cimentate de o mică cantitate de ciment fin, grezos. În nord-estul regiunii, în locul breciei sedimentare, peste cristalin şi cretacic, este dispus un orizont discontinuu de conglomerate. În continuare, peste conglomerate urmează gresii, care la rîndul lor suportă marne şi calcare cu numuliţi.

TECTONICA ŞI MICROTECTONICA REGIUNII

În regiunea cercetată se reliefează două zone distincte din punct de vedere structural. O zonă vestică, care începe din bazinul văii Ţibău şi se extinde în vestul regiunii pînă în sud, la Coşna şi Iacobeni, şi o zonă estică în bazinele văilor Cîrlibaba, Tătarca şi Valea Stînii.

Zona vestică, caracterizată prin cute largi, în care sînt prezentate o serie de accidente tectonice (falii, cute, solzi), cu vergenţe spre vest, începe din bazinul văii Ţibău, unde se găsesc o serie de dislocaţii mici, care aduc cristalinul peste formaţiuni luteţiene şi continuă spre sud, în bazinul văii Deaca, unde se află Cuta solz de Bîrgău, care încalecă spre vest, peste şisturi cristaline şi formaţiuni sedimentare, cretacice şi luteţiene. În continuare, spre sud, în regiunea Coşna se găsesc două cute culcate spre sud-vest, în axul cărora apar formaţiuni cristaline aparţinînd complexului inferior al seriei epimetamorfice, iar umplutura lor este alcătuită din rocile orizontului de porfiroide al complexului mediu. În regiunea Iacobeni se află un solz alcătuit din şisturi cristaline care încalecă peste formaţiuni sedimentare, triasice.

Zona estică caracterizată prin cute strînse, cu deversări estice, începe din bazinul văii Cîrlibaba.

Anticlinalul Cîrlibaba—Dadu care se afundă spre nord-est, prezintă ridicări axiale şi deversări spre est în zona Muntelui Dadu. Aici, în sectorul Dadu în axul anticlinalului, apar formaţiunile cristaline ale orizontului manganifer.

În 1960, C. Ionescu pune în evidenţă Cuta solz de Bîrgău, care încalecă peste şisturi cristaline şi formaţiuni sedimentare cretacice şi luteţiene şi subliniază că, în Carpaţii Orientali, în afara structurilor cu

vergențe cunoscute spre est, se găsesc structuri cu vergențe vestice și dislocații (falii, cute, solzi), care duc la încălecări postliteține spre vest și sud-vest.

În 1962, R. Dimitrescu susține existența unor structuri cu vergențe opuse celei principale, estice, și a unor accidente tectonice postpaleogene, în majoritate de amploare și continuitate modeste (falii, cute, solzi), mergînd însă uneori pînă la șariaje, cu vergențe spre interiorul arcului orogenic al Carpaților Orientali. R. Dimitrescu (1962) ajunge la concluzia că, lanțul muntos al Carpaților Orientali reprezintă un orogen bilateral, puternic asimetric.

ELEMENTELE MICROTECTONICE

a. *Elementele liniare.* În teren au fost măsurate următoarele elemente liniare : axele de cute paralele cu axa B a structurilor, liniațiile de microcute, liniațiile care au luat naștere în urma dezvoltării orientate a mineralelor micacee și liniațiile de intersecție.

La conturarea structurilor am folosit numai axele B, liniațiile de microcute și liniațiile de orientare ale mineralelor micacee.

În mai multe puncte din regiune au fost găsite trei liniații suprapuse. Astfel, pe valea Bistriței, în aval de confluența cu Valea Stînii, au fost măsurate trei liniații suprapuse în șisturi cuarțito-clorito-sericitoase : o liniație L_1 dată de orientarea mineralelor micacee (care corespunde în linii mari cu direcția generală a structurii) cu direcția 320°/37°, o a doua liniație L_2 dată de microcute centimetrice cu direcția 230°/47° și o a treia liniație, L_3, corespunzătoare unor flexuri cu direcția 200°/12°.

b. *Competența rocilor și cutarea.* În funcție de competența complexelor de roci au luat naștere cute de amplitudini diferite. Astfel, rocile mai dure, competente, de tipul cuarțitelor negre, porfiroidelor, gnaiselor porfiroide, șisturilor cuarțito-clorito-sericitoase și calcarelor dolomitice au format cute largi de ordin superior, simple, cu amplitudini care depășesc frecvent ordinul zecilor de metri, în timp ce orizonturile mai subțiri de șisturi clorito-sericitoase, clorito-sericito-grafitoase au format cute mult mai strînse de ordinul metrilor, decimetrilor și centimetrilor.

c. *Șistozitatea de stratificație și șistozitatea de clivaj.* În cartarea executată s-a folosit, pentru conturarea structurilor, șistozitatea de stratificație, iar acolo unde șistozitatea de stratificație este mascată de șistozitatea de clivaj am folosit la descifrarea structurii rubanajul rocilor.

Șistozitatea de stratificație este evidentă în rocile competente de tipul porfiroidelor, cuarțitelor, șisturilor calcaroase rubanate și șisturilor cuarțito-clorito-sericitoase și dispare în șisturile clorito-sericitoase și șisturile clorito-sericito-grafitoase, unde este mascată de șistozitatea de clivaj. În timp ce în rocile competente, menționate mai sus, echidistanța dintre clivajele axiale este de ordinul centimetrilor, în rocile blastopelitice de tipul șisturilor clorito-sericito-grafitoase și șisturilor clorito-sericitoase se ajunge la echidistanțe de ordinul milimetrilor, transformîndu-se în șistozitate de clivaj.

d. *Fisurile și faliile.* Studiul fisurilor din diferitele puncte ale regiunii a scos în evidență existența a două sisteme principale de fisuri : un sistem paralel cu direcția generală a structurii (fisuri h.o.l.) și un al doilea sistem de fisuri, aproape perpendicular pe structură (fisuri a.c.). Planul fisurilor are oscilații care variază între 5° și 20°, atît pentru înclinare, cît și pentru direcție.

Unele fisuri și clivaje au fost reluate în mișcările postmetamorfice și transformate în falii direcționale (falii h.o.l.) și falii transversale (falii a.c.).

e. *Budinajul.* Fenomenele de budinaj se întîlnesc în aproape toată regiunea. În șisturile clorito-sericito-grafitoase, cît și în șisturile clorito-sericitoase se găsesc budine de cuarț alb și cenușiu cu dimensiuni centimetrice.

În zona Muntelui Dadu, Puiu și Coșna, șisturile silicioase manganifere și cuarțitele negre sînt frecvent budinate, procese care au determinat lentilizarea zăcămintelor de mangan din Carpații Orientali. Aceleași procese de budinare le-au suferit și zăcămintele metamorfozate de sulfuri complexe, localizate în orizontul formațiunilor porfiroide.

BIBLIOGRAFIE

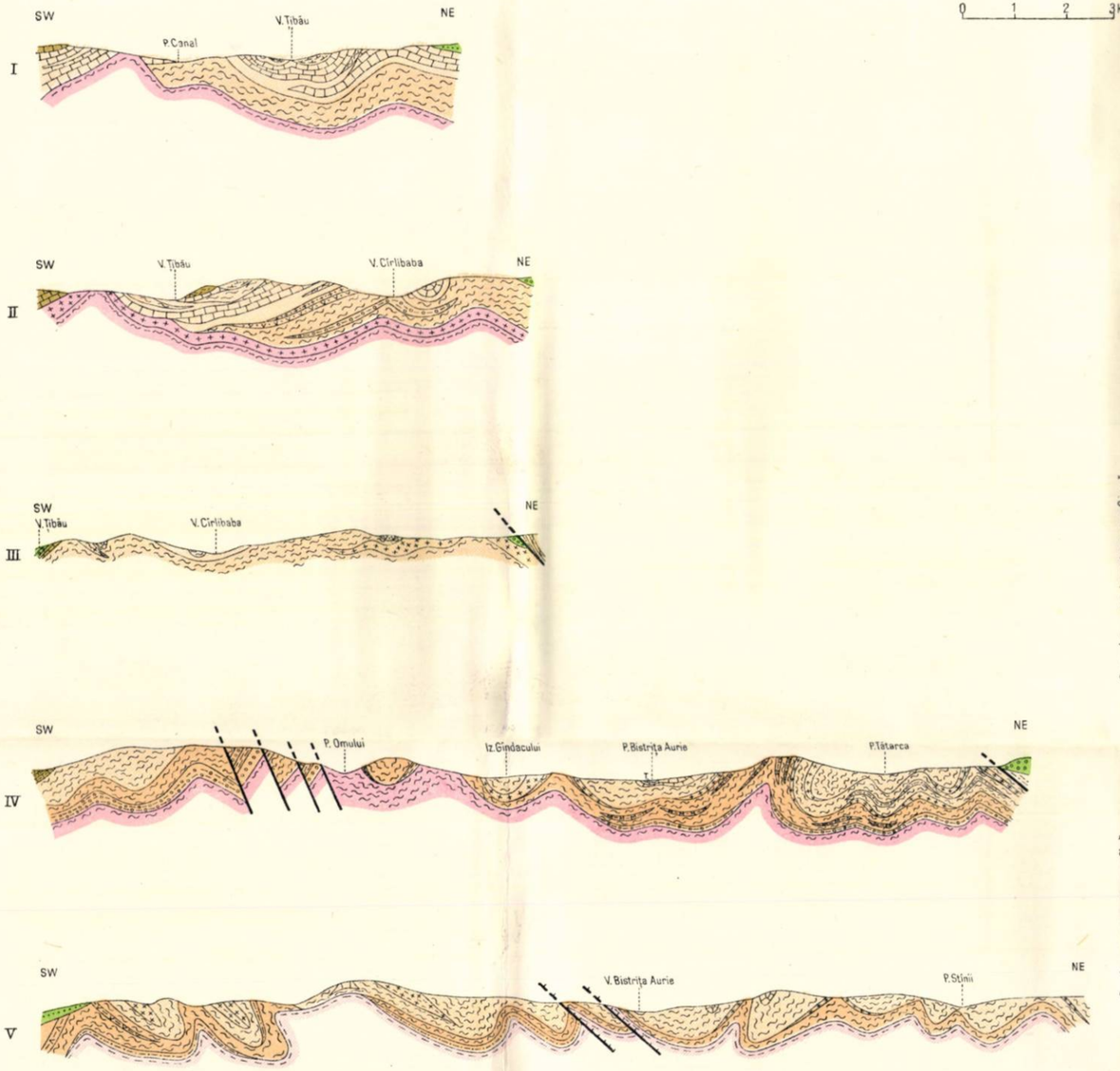
1. Atanasiu I., *Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheșului*, An. Inst. Geol. Rom., 1928, **XIII**.
2. Codarcea M., Bercia I., Kräutner H. și Mureșan M., *Cercetări structurale și stratigrafice în Cristalinul Bistriței (regiunea Bărnărel-Hodița)*, D. d. s., 1962—1963, Com. Geol., **L**, *II*.
3. Dimitrescu R., *Asupra existenței unor vergențe îndreptate spre interiorul Arcului Carpaților orientali*, D. d. s., 1962—1963, Com. Geol., **L**, *1*.
4. Ianovici V., *Informations générales sur les gisements de minerai de manganèse de la Roumanie*, XX Congreso geologico international, Symposium sobre yacimentos de manganesco, 1956, Europa, **V**, 349.
5. Ionescu C., *Cercetări geologice privind regiunea Cîrlibaba-Ciocănești Iacobeni*, D.d.s., 1960, Com. Geol., **XLVII**.
6. Kräutner Th., *Geologia regiunii cursului superior al Bistriței Aurii, Văii Țibăului și V.Cîrlibabei*, D.d.s., 1927, Inst. Geol., **XV**.
7. Savul M. și Ianovici V., *Chimismul și originea rocilor cu mangan din Cristalinul Bistriței*, 1957, Bul. Științ. Acad. R.P.R. (Secția geologie-geografie), București, **II**, *1*.
8. Savul M. și Mastacan Gh., *Contribuțiuni la cunoașterea gnaiselor porfiroide din Carpații Orientali*, 1952, Bul. Științ. II, Acad. R.P.R., **IV**.

Institutul de geologie și geografie
al Academiei Republicii Socialiste România
și Comitetul de Stat al Geologiei

Primit în redacție la 20 oct. 1965

V. IANOVICI - C. IONESCU

SECȚIUNI GEOLOGICE ÎN REGIUNEA CÎRLIBABA - COȘNA



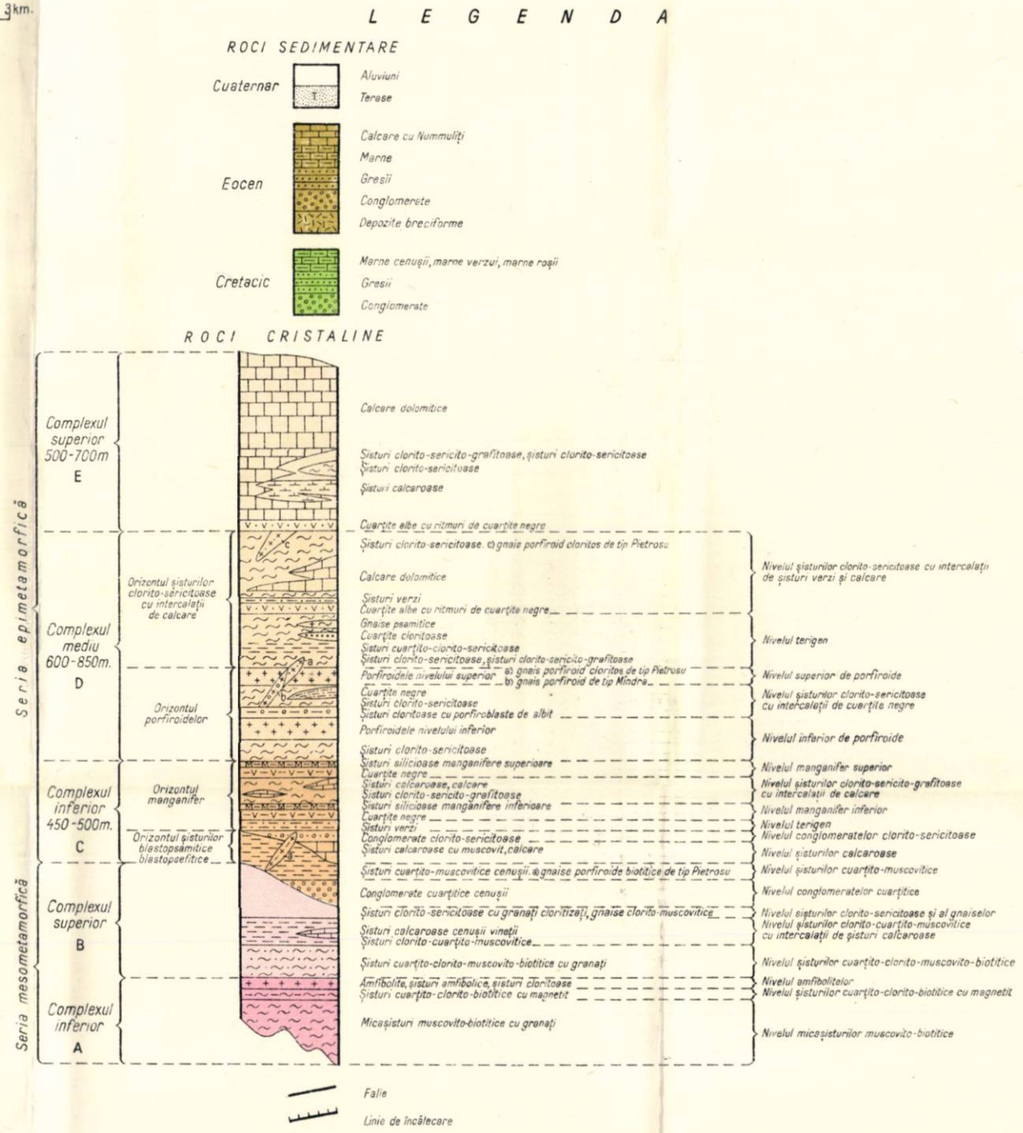
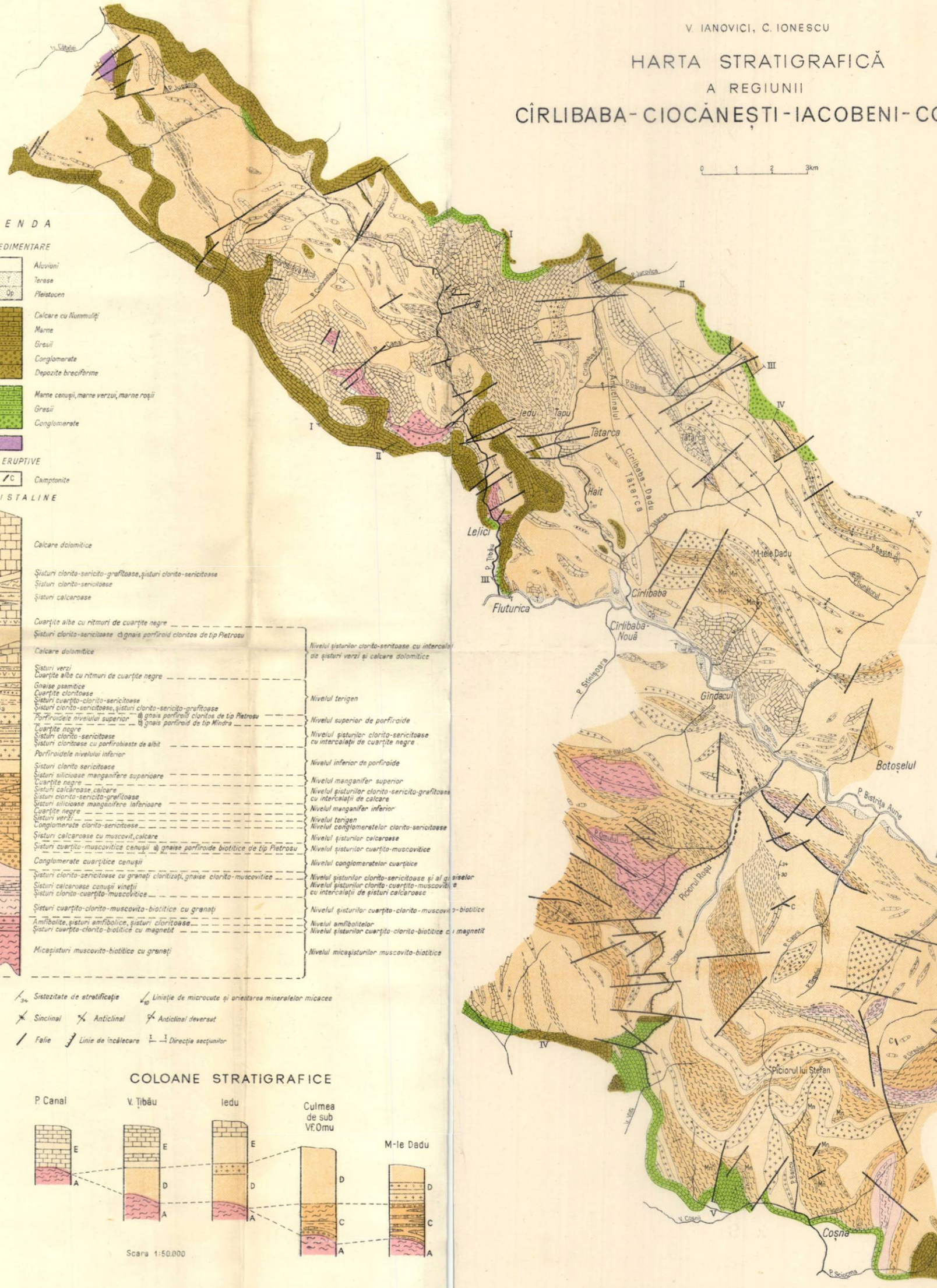


Fig. 2

V. IANOVICI, C. IONESCU

HARTA STRATIGRAFICĂ
A REGIUNII
CÎRLIBABA - CIOCĂNEȘTI - IACOBENI - COȘNA

0 1 2 3km



LEGENDA

ROCI SEDIMENTARE

- **Cuaternar**
  - T — Aluviuni, Terase
  - Qp — Pleistocen
- **Eocen**
  - Calcare cu Nummuliți
  - Marne
  - Gresii
  - Conglomerate
  - Depozite brecififorme
- **Cretacic**
  - Marne cenușii, marne verzui, marne roșii
  - Gresii
  - Conglomerate
- **Triasic**

ROCI ERUPTIVE

- C — Camptonite

ROCI CRISTALINE

Seria epimetamorfică

- **Complexul superior 500-700m. E**
  - Orizontul șisturilor clorito-sericitoase cu intercalații de calcare
    - Calcare dolomitice
    - Șisturi clorito-sericito-grafitoase, șisturi clorito-sericitoase
    - Șisturi clorito-sericitoase
    - Șisturi calcaroase
  - Orizontul porfiroidelor
    - Cuarțite albe cu ritmuri de cuarțite negre
    - Șisturi clorito-sericitoase cu gnais porfiroid cloritos de tip Pietrosu — Nivelul șisturilor clorito-seritoase cu intercalații de șisturi verzi și calcare dolomitice
    - Calcare dolomitice
    - Șisturi verzi
    - Cuarțite albe cu ritmuri de cuarțite negre
    - Gnaise psamitice
    - Cuarțite cloritoase
    - Șisturi cuarțito-clorito-sericitoase — Nivelul terigen
    - Șisturi clorito-sericitoase, șisturi clorito-sericito-grafitoase
    - Porfiroidele nivelului superior cu gnais porfiroid cloritos de tip Pietrosu — Nivelul superior de porfiroide
    - Porfiroidele nivelului superior cu gnais porfiroid de tip Mindra
    - Cuarțite negre
    - Șisturi clorito-sericitoase — Nivelul șisturilor clorito-sericitoase cu intercalații de cuarțite negre
    - Șisturi cloritoase cu porfiroblaste de albit
    - Porfiroidele nivelului inferior — Nivelul inferior de porfiroide
- **Complexul mediu 600-850m. D**
  - Orizontul manganifer
    - Șisturi clorito sericitoase
    - Șisturi silicioase manganifere superioare — Nivelul manganifer superior
    - Cuarțite negre
    - Șisturi calcaroase, calcare — Nivelul șisturilor clorito-sericito-grafitoase cu intercalații de calcare
    - Șisturi clorito-sericito-grafitoase
    - Șisturi silicioase manganifere inferioare — Nivelul manganifer inferior
- **Complexul inferior 450-500m. C**
  - Orizontul șisturilor blastopsamitice blastopsefitice
    - Cuarțite negre
    - Șisturi verzi — Nivelul terigen
    - Conglomerate clorito-sericitoase — Nivelul conglomeratelor clorito-sericitoase
    - Șisturi calcaroase cu muscovit, calcare — Nivelul șisturilor calcaroase
    - Șisturi cuarțito-muscovitice cenușii cu gnaise porfiroide biotitice de tip Pietrosu — Nivelul șisturilor cuarțito-muscovitice
- **Complexul superior B**
    - Conglomerate cuarțitice cenușii — Nivelul conglomeratelor cuarțitice
    - Șisturi clorito-sericitoase cu granați cloritizați, gnaise clorito-muscovitice — Nivelul șisturilor clorito-sericitoase și al gnaiselor
    - Șisturi calcaroase cenușii vineții — Nivelul șisturilor clorito-cuarțito-muscovitice
    - Șisturi clorito-cuarțito-muscovitice — cu intercalații de șisturi calcaroase
    - Șisturi cuarțito-clorito-muscovito-biotitice cu granați — Nivelul șisturilor cuarțito-clorito-muscovito-biotitice
- **Complexul inferior A**
    - Amfibolite, șisturi amfibolice, șisturi cloritoase — Nivelul amfibolitelor
    - Șisturi cuarțito-clorito-biotitice cu magnetit — Nivelul șisturilor cuarțito-clorito-biotitice cu magnetit
    - Micașisturi muscovito-biotitice cu granați — Nivelul micașisturilor muscovito-biotitice

Sistozitate de stratificație; Linație de microcute și orientarea mineralelor micacee

Sinclinal; Anticlinal; Anticlinal deversat

Falie; Linie de încălecare; Direcția secțiunilor

COLOANE STRATIGRAFICE

Scara 1:50.000

Fig. 1

STUDIUL MINERALOGIC ȘI GENETIC AL ZĂCĂMÎNTULUI POLIMETALIC DE LA LEȘUL URSULUI

DE

N. PETRULIAN, L. STECLACI, D. SANDU și FL. OROVEANU

55(05)

Zăcămîntul de sulfuri polimetalice de la Leșul Ursului, localizat în șisturile verzi din zona cristalină a Carpaților Orientali, are forma de strate lenticulare faliate (minereul compact) însoțite sau nu de zone de minereu de impregnație. Studiul calcografic amănunțit, ca și compararea cu alte zăcăminte similare de pe glob, permit argumentarea genezei hidrotermale urmată de metamorfism regional.

INTRODUCERE

În zona cristalină a Carpaților Orientali se cunosc, încă din secolul al XIX-lea, numeroase mineralizații metalifere, frecvent adevărate zăcăminte. Aceste mineralizații sînt răspîndite între Baia Borșa, la nord și Mina Bălan, la sud, pe o lungime de circa 200 km.

Parte din aceste zăcăminte (Fundul Moldovei — Pojorîta) au fost parțial exploatate în secolul trecut, parte la începutul secolului al XX-lea (Mina Bălan) și mai tîrziu (1952, Burloaia).

Prezența mineralizațiilor metalifere a dus la efectuarea de studii geologice și petrografice sporadice în secolul trecut și din ce în ce mai numeroase la începutul secolului al XX-lea și mai ales după 1950. În special, studiile din ultimii ani au adus contribuții valoroase privind petrografia regiunii și geneza mineralizațiilor metalice (2), (3), (9), (10), (17).

Plecînd de la aceste lucrări, cercetările noastre se referă la studiul calcografic complet și la implicațiile acestuia în problema genezei zăcămîntului de la Leșul Ursului.

St. și cerc. de geol. geof. și geogr., Seria geologie, t. 11, nr. 1, p. 91—104, București, 1966

CONSIDERAŢII GEOLOGICE

Din cercetările geologice şi petrografice efectuate şi publicate (2), (9), (10), (11), (17) rezultă că, în aria mineralizată Leşul Ursului, predomină şisturi cristaline metamorfozate în faciesul de şisturi verzi. Ele sînt reprezentate prin pachete de şisturi clorito-sericitice, uneori cuarţitice şi cu carbonaţi, şisturi clorito-albitice alternînd cu şisturi cuarţitice, şisturi grafitoase şi cu roci porfirogene, ultimele avînd o largă răspîndire.

Şisturile cuarţitice, ca şi cele grafitoase sînt de origine net terigenă, iar şisturile clorito-sericitice şi clorito-cuarţitice reprezintă deopotrivă atît material terigen, cît şi vulcanogen. Şisturile clorito-albitice provin din metamorfozarea unor tufuri bazice. Rocile porfirogene reprezintă metatufuri acide şi tufite (produse vulcanice ale unor erupţii riolitice-keratofirice), caracterizate prin prezenţa albitului în scîndură de şah. Atît metatufurile bazice, cît şi rocile porfiroide sînt considerate ca reprezentînd produse ale magmatismului iniţial de geosinclinal.

Aceste constatări constituie un argument pozitiv în precizarea genezei hidrotermale premetamorfice a mineralizaţiei.

LOCALIZAREA ŞI FORMA DE ZĂCĂMÎNT

Cercetările geologice urmate de lucrări de explorare şi de deschidere au pus în evidenţă, între pîraiele Leşul şi Ursul, o importantă mineralizaţie alcătuită din trei zone distincte, aproape paralele, orientate NV -SE şi purtînd denumiri diferite : la est, zona I, apoi zona a II-a situată la o distanţă de 60 — 120 m spre vest de prima şi, în fine, zona a III-a, aşezată mult mai departe spre vest (600 — 800 m).

Cele trei zone sînt localizate în orizonturile de şisturi clorito-sericitoase, uneori cuarţitice, şi de şisturi clorito-albitice. Trebuie subliniată prezenţa, în şisturile clorito-albitice, a mineralului de titan — sfenul — , formînd coroane în jurul cristalelor de ilmenit. Anticipăm, afirmînd că mineralelede titan apar şi în minereu şi că acest element este asociat în mod obişnuit cu materialul vulcanic de natură bazică.

În ce priveşte forma de zăcămînt a zonelor de mineralizaţie se deosebeşte :

1) forma de strat lenticular (şir de lentile) cu lungimi apreciabile şi grosimi cuprinse între centimetri şi metri. Ele se termină prin subţiere treptată sau prin îndinţări cu roca înconjurătoare. Această formă, care de altfel predomină, este constituită din minereu aproape masiv, cu intercalaţii de rocă înconjurătoare, de dimensiuni variabile. Stratele de minereu masiv apar ca intercalaţii concordante în şisturi cristaline ;

2) forma propriu-zis nedefinită (decît dacă se pune condiţia unui conţinut metalic exploatabil), reprezentată prin impregnaţii în şisturi obişnuit cloritoase, pe grosimi de mai mulţi metri, care se aşează pe ambele părţi sau numai de o parte a minereului compact ; în unele cazuri ele pot apare şi izolat.

Corespunzător formelor de zăcămînt arătate se deosebesc și două categorii de minereu : *compact* (*masiv*) și *de impregnație*.

Formele de zăcămînt ca și poziția lor de intercalații concordante în șisturile cristaline, constituie un prim argument pentru formarea și metamorfozarea lor sincronă. Ambele forme de zăcămînt prezintă discontinuități datorită falierii care compartimentează zăcămîntul, îngreuind astfel lucrările de explorare și de deschidere. Această faliere este datorită unui metamorfism dinamic ulterior celui regional.

TEXTURA MINEREULUI

Mineralizația de la Leșul Ursului prezintă texturi caracteristice șisturilor cristaline.

În minereul compact se observă adesea o textură paralelă, fin șistoasă, datorită alternanței intercalațiilor de minerale metalice (în special pirită) și de gangă.

Minereul de impregnație prezintă și el frecvent o textură paralelă. O variantă a acestei texturi este aceea cutată mai strîns, de ordinul centimetrilor, sau mai larg, de ordinul decimetrilor. În cutele mai largi, textura poate deveni neorientată prin pătrunderea calcopiritei printre grăunții de pirită sau printre mineralele de gangă (clorit, sericit și cuarț).

Mai menționăm și structura gnaisică, în care mineralele metalice (calcopirită, pirotină, pirită) ca și cuarțul formează ochiuri mulate de clorit.

Diversele texturi, prezente în mineralizația de la Leșul Ursului, cu excepția celei paralele, nu mai păstrează nimic din textura originală, ele fiind provocate exclusiv de metamorfismul regional, precum și de cel dinamic.

DESCRIEREA MINEREULUI

a. DESCRIEREA MACROSCOPICĂ

Minereul de la Leșul Ursului, din punct de vedere macroscopic, poate fi diferențiat în :

— minereu compact { din zona I și a III-a / din zona a II-a
— minereu de impregnație

Minereul compact din zona I și a III-a prezintă o textură masivă, care la o observație mai atentă, mai ales pe suprafețe mai mari lustruite, arată o rubanare. Macroscopic se recunoaște aproape numai pirită, microgranulară sau porfirică, foarte compactă, conținînd intercalații înguste de șisturi cloritoase sau cuarțitice. Excepțional, se observă mici cuiburi de blendă.

Minereul compact din zona a II-a are un mod de prezentare asemănător, însă din cauza prezenței calcopiritei (care numai în cazuri rare se observă cu ochiul liber) nuanța minereului este ușor mai gălbuie. Structura este însă mai microgrăunțoasă decît aceea a minereului din zona I.

Minereul de impregnație din toate cele trei zone se aseamănă, distingîndu-se însă categoric de minereul compact. Are o textură evident șistoasă, cu cuiburi mai largi (2 — 40 mm) de calcopirită, cu ceva pirită (1 — 10 mm), formînd o dantelă care se insinuează printre mineralele rocii gazde. Adesea apar intercalații sau ochiuri, uneori destul de bine formate, cu cuarț (pînă la 40 — 50 mm). De multe ori cuarțul este diaclazat, iar fisurile sînt goale sau umplute cu calcopirită și mai rar cu pirită. Foarte rar se găsește și pirotină compactă, cu slabe marcasitizări.

b. DESCRIEREA MICROSCOPICĂ

Studiul mineralogic al minereului a fost efectuat pe probe sistematice luate din cele trei zone, atît din minereul compact, cît și din cel de impregnație.

Mineralele puse în evidență sînt (în ordinea descrescătoare a frecvenței) :

minerale metalice : pirită, calcopirită, blendă, galenă, mispichel, pirotină, marcasită, bismutină, galenobismutină, tetraedrit, bournonit, jamesonit, semseyit, aur, magnetit, ilmenit, rutil, anataz, limonit și covelină ;

minerale de gangă : : cuarț, calcit, ankerit, clorit, sericit, muscovit, albit și sfen.

Repartizarea mineralelor, calitativ și semicantitativ, în cele 3 zone, în minereul compact și de impregnație, este arătată în tabelul nr. 1.

Întrucît în zăcămîntul de la Leșul Ursului compoziția mineralogică este, în linii mari, destul de omogenă, vom face o singură descriere microscopică de ansamblu, cu precizarea, acolo unde va fi cazul, a particularităților diverselor tipuri de minereu.

Pirita (FeS_2) este mineralul predominant în întreg zăcămîntul. Se prezintă frecvent în granule idiomorfe, mai ales de dimensiuni mici (0,01 — 0,1 mm), apoi hipidiomorfe și allotriomorfe, cu dimensiuni foarte variabile (0,005 — 1 mm). Un mod de prezentare mai neobișnuit al piritei este ca granule cu conture „în trepte" (fig. 2).

Granulele de pirită sînt frecvent diaclazate, mai mult sau mai puțin intens, formînd fragmente, de obicei așchioase, puțin deplasate (fig. 3,4, 8). Granulele și fragmentele de pirită sînt cimentate cu minerale de gangă (de obicei cuarț, mai rar sericit sau clorit) sau metalice : calcopirită (fig. 6), galenă (fig. 7), blendă (fig. 8) ; mai rar, diaclazele de mici dimensiuni sînt lipsite de orice incluziune. Diaclazarea piritei ajunge în unele cazuri la o adevărată sfărîmare, pînă la grăunți foarte fini, dispuși în șiruri (fig. 3), sau în cuiburi.

Tabelul nr. 1

Compoziția mineralogică a minereului din zăcământul de la Leșul Ursului

Minerale	Minereu compact			Minereu de impregnație		
	zona I	zona a II-a	zona a III-a	zona I	zona aII-a	zona aIII-a
Pirită	×××××	×××××	×××××	××××	××××	××××
Calcopirită	×××	×××××	×××××	×××	×××	×××
Blendă	××××	×××	×××	××	××	××
Galenă	××××	×××	×××	××	××	××
Mispichel	×××	××	××	×	×	×
Pirotină	××	××	××	×	×	×
Marcasită	×	×	×	×	×	×
Rutil, anataz	×	×	×	××	××	××
Ilmenit	×	×	×	×	×	×
Magnetit	××	××	××	×	×	×
Tetraedrit	×	×	×	×	×	×
Bournonit	×	×	×	×	×	×
Galenobismutină	×	×	×	×	×	×
Bismutină	×	×	×	×	×	×
Semseyit	×	×	×	×	×	×
Jamesonit	×	×	×	×	×	×
Aur	×	×	×	×	×	×
Limonit	—	—	—	×	×	×
Covelină	—	—	×	—	—	—

× sporadic
×× puțin
××× mult
×××× foarte mult
××××× predominant

Pirita este asociată, în afara mineralelor citate, cu mispichel, pirotină, sulfosăruri, minerale de titan, iar dintre mineralele de gangă, calcita și ankeritul.

În grăunții de pirită, în special cei mai bine dezvoltați, apar obișnuit incluziuni destul de mici (0,008 — 0,05 mm), adesea rotunjite, de blendă, galenă, calcopirită asociată uneori cu pirotină sau gangă (fig. 2, 7, 8, 15).

Caracterizînd pirita din minereul compact și din cel de impregnație se poate remarca :

în minereul compact

— frecvența piritei idiomorfe destul de echigranulară (fig. 1), de dimensiuni în general mici, cu habitus predominant cubic, cimentată cu gangă sau sulfuri. Acest mod de prezentare este specific pentru procesul de recristalizare ;

— frecvența structurilor porfirice, granule mari înconjurate de numeroase „cîmpuri" de granule mici, uneori destul de idiomorfe ;

— prezența piritei cu conture cristalografice „în trepte". Întrucît secțiunile subțiri lustruite au dovedit că acest habitus nu este imprimat sulfurii de fier de vreun mineral de gangă, este foarte posibil ca și această structură să rezulte din recristalizarea unor granule care s-au întîlnit pe anumite porțiuni, fără a-și perturba reciproc, în mod remarcabil, creșterea ;

în minereul de impregnaţie pirita este de obicei mai larg dezvoltată, ajungînd local pînă la dimensiuni de 2 — 3 mm; în acest caz este allotriomorfă. Statistic, numărul granulelor idiomorfe de pirită este mult mai scăzut, iar grăunţii sînt mult mai puţin apropiaţi.

Calcopirita ($CuFeS_2$) formează plaje, granule sau vinişoare de dimensiuni foarte variabile (5 — 6 mm pînă la 0,002 mm) şi cu o răspîndire neomogenă. În minereul compact din zona I calcopirita este mai puţin răspîndită, devenind mai frecventă în minereul compact din zona a II-a şi în minereul de impregnaţie din toate cele trei zone.

Calcopirita este asociată cu pirită, blendă, galenă, pirotină, marcasită, mispichel şi uneori cu minerale de titan. Este mineralul gazdă preferat al sulfosărurilor [1]. Dintre mineralele de gangă se asociază mai ales cu cuarţul şi carbonaţii, dar şi cu filosilicaţii rocii gazde. Ea se insinuează printre grăunţii de cuarţ şi pe fisurile lor, precum şi pe planele de slabă rezistenţă, dintre cristalele de clorit şi sericit, imprimînd şi calcopiritei un caracter lamelar; filonaşele de calcită care străbat minereul aduc cu ele granule de diverse dimensiuni de calcopirită (fig. 21).

Atacurile cu reactivi arată că acest mineral este uneori larg cristalizat format din macle mari caracteristice pentru majoritatea calcopiritei din zăcămintele hidrotermale. Confirmarea naturii hidrotermale a soluţiilor iniţiale mineralizate sînt „steluţele" de blendă (fig. 18) din aceste plaje, dovada unui dezamestec caracteristic acestui proces. Mai frecvent însă, plajele bine dezvoltate sau filonaşele înguste de calcopirită prezintă diverse grade de recristalizare. Uneori procesul este incipient, mai ales la plajele mai dezvoltate; atacul dezvăluie simultan fostele cristale largi, în interiorul cărora încep să se evidenţieze mozaicuri de cristale mici, unele cu început de maclare polisintetică, caracteristică cristalizării sub presiune. Mai frecvent, filonaşele prezintă numai structura în mozaic de cristale parţial maclate polisintetic (fig. 19), dovedind o recristalizare completă.

În minereul compact, calcopirita apare, mai ales în zona a II-a, ca mineral de cimentaţie al piritei mulînd cristalele idiomorfe ale sulfurii de fier. În plus ea se insinuează pe toate fisurile piritei (fig. 6), chiar pe cele mai fine (0,003 — 0,008 mm), singură sau împreună cu galena, mai rar cu blenda (fig. 20). Uneori filonaşele foarte fine de calcopirită străbat în continuare şi blenda şi chiar calcopirita mai veche (fig. 20). Calcopirita se prezintă mai rar ca grăunţi şi plaje mici (0,01 — 0,1 mm).

În minereul de impregnaţie, calcopirita formează plaje mult mai bine dezvoltate (pînă la 4 — 5 mm), din care se desprind filonaşe care pătrund printre mineralele de gangă. În general, calcopirita din această zonă adoptă frecvent forma unei reţele largi care se insinuează în rocă (fig. 19). De asemenea se remarcă o mai strînsă asociaţie cu calcita şi ankerita.

Blenda (ZnS) este mai frecventă în minereul compact din zona I şi a III-a, mai puţin răspîndită în zona a II-a şi în minereul de impregnaţie. Ea formează adeseori mineralul de cimentaţie al granulelor de pirită (fig. 1, 3, 8, 9, 26), singură [sau în asociaţie cu calcopirita (fig. 4, 20), galena

[1] Fenomen observat frecvent în zăcămîntul hidrotermal de la Toroiaga.

(fig. 8) și rar pirotina (fig. 15). De asemena, ea cimentează bucățile sfărîmate ale grăunților de mispichel (fig. 9). Este asociată de multe ori strîns cu calcopirita, în concreșteri neorientate (fig. 20) sau cu tendința de orientare (fig. 21, 22), ca rezultat al „presării" ambelor minerale prin spații înguste. Întotdeauna însă se remarcă cum blenda este străbătută de calcopirită (mai evident în fig. 20), ca de altfel și de galenă. Blenda formează destul de frecvente incluziuni mici, rotunjite în granule de pirită, rămase acolo probabil din timpul cristalizării inițiale din soluții hidrotermale. Acest tip de blendă este lipsit de incluziuni de calcopirită (fig. 5, 15).

Cu excepția incluziunilor din pirită, sulfura de zinc conține incluziuni punctiforme de calcopirită (fig. 4, 20, 21), foarte caracteristice pentru zăcămintele hidrotermale. În timpul procesului de recristalizare și deci de formare a maclelor datorită presiunii (proces pus în evidență prin atacuri cu reactivi), grăunții fini de calcopirită se orientează de-a lungul lamelelor de maclă și pe rosturile dintre cristalele de blendă (fig. 21).

O bună parte din blendă este ulterioară formării mineralelor din rocă (cuarț, clorit, sericit) printre care se insinuează. O altă parte însă este venită o dată cu carbonații și cu celelalte sulfuri, străbătînd fisurile rocii gazdă.

Există în plus granule de blendă străbătute de cristalele aciculare ale filosilicaților rocii, și deci anterioare acestora (fig. 22). Aceste granule de blendă nu prezintă recristalizări (verificate și prin atac cu reactivi) și aparțin, desigur, depunerilor inițiale din soluțiile hidrotermale.

În cazul blendei, diferența dintre minereul compact și cel de impregnație rezidă în mărimea granulelor, mai mici în primul caz și mai bine dezvoltate în cel de-al doilea, precum și în modul de prezentare; blenda este mineralul de cimentație al granulelor idiomorfe de pirită și al celor brecifiate de mispichel, în minereul compact, pe cînd în impregnație apare mai frecvent ca grăunți răspîndiți în gangă, izolați sau asociați cu celelalte sulfuri. Caracteristic pentru minereul de impregnație este și asociația blendei cu pirotina.

Galena (PbS) are o distribuție asemănătoare cu a blendei în sensul că este mai răspîndită în zona I. Din punct de vedere cantitativ, galena este întotdeauna subordonată blendei.

Galena se prezintă în granule mici (maximum 0,2 mm, obișnuit 0,05 — 0,005 mm), allotriomorfe, asociate cu pirită, blendă, calcopirită, mispichel, pirotină, marcasită, sulfosăruri și minerale de gangă, în special carbonați.

În minereul compact, galena apare mult mai rar decît sulfurile descrise anterior ca mineral de „cimentație" al granulelor idiomorfe sau al bucăților sfărîmate de pirită. Se remarcă faptul că galena care pătrunde pe fisurile piritei are și o anumită capacitate de rotunjire a spărturilor inițial aschioase, denotînd o oarecare substituție (fig. 7).

Un fenomen analog se observă cînd galena cimentează bucățile sfărîmate de mispichel (fig. 11).

Galena apare ca incluziuni mici rotunjite în pirită (fig. 15) și de forme neregulate în blendă (fig. 8) și în calcopirită.

În minereul de impregnație galena are în general o răspîndire redusă, neomogenă și se prezintă în granule mici. Este prezentă în anumite filonașe de carbonați, care aduc cu ele sulfuri, și o întîlnim mai ales insinuîndu-se în rețele foarte fine între rosturile granulelor de carbonați. Același mod de prezentare se poate semnala, cu frecvență mai mică, și în anumite porțiuni ale minereului compact, cu gangă mai nouă de carbonați, unde densitatea granulelor de pirită este mai mică. În mod evident, galena a fost „presată" ulterior, reușind să se strecoare, datorită plasticității, prin cele mai fine fisuri.

O asociație caracteristică pentru minereul de impregnație, în special din zona I, este parageneza pirotină–blendă – galenă, care va fi descrisă la pirotină (fig. 12, 14).

Galena a fost întîlnită în asociație cu bournonit și tetraedrit.

Mispichelul (FeAsS) este prezent în majoritatea probelor din zăcămîntul studiat. Se găsește în cantitate mai mare în minereul din zona I.

Se prezintă :

— ca grăunți mai mari (0,1 — 0,5 mm), uneori idiomorfi, răspîndiți în cuarț sau în rocă, liberi de asociații cu sulfurile ;

— ca granule de diverse dimensiuni, obișnuit mici (0,01 — 0,2 mm), mai mult sau mai puțin diaclazate și sfărîmate, situate în vecinătatea zonelor bogate în pirită. Grăunții și fragmentele sînt cimentate și uneori puțin rotunjite de blendă (fig. 9), galenă (fig. 11), calcopirită și, mai rar, de pirotină. Acest mod de prezentare al mispichelului atestă lipsa lui de maleabilitate și casanța sub efectul presiunii, în contrast cu a sulfurilor de cimentare ;

— ca granule rotunjite (0,05 — 0,5 mm), dispuse în interiorul zonelor cu pirită în grăunți aglomerați. Aceste granule pot fi constituite numai din mispichel sau din mispichel străbătut de blendă, calcopirită, mai rar galenă. Mispichelul înlocuiește pirita limitrofă (fig. 9, 10). La atacul cu reactivi, plajele rotunjite de mispichel arată că sînt constituite dintr-o aglomerație de granule mici, mai mult sau mai puțin idiomorfe, rezultate, după toate probabilitățile, prin recristalizare sub presiune. Fina recristalizare a mispichelului ar putea explica și procesul de pătrundere a blendei în mispichel, care generează concreșteri atît de intime încît evocă structurile de dezamestec.

Pirotina ($Fe_{1-x}S$) se întîlnește în cantități mici în tot minereul de la Leșul Ursului, acumulîndu-se însă în cîteva puncte (galeria Isipoaia și sectorul Crucea), unde devine, local, mineralul predominant, mai ales în zonele cu minereu de impregnație.

În minereul compact, pirotina se întîlnește în majoritatea cazurilor, în granule foarte mici (0,01 — 0,005 mm) incluse în pirită și asociate, aproape fără excepție, cu calcopirită. Mai rar se întîlnește în gangă sau în plajele de calcopirită, asociate sau nu cu blenda.

În minereul de impregnație, zonele bogate în pirotină sînt constituite uneori din plaje mari (de ordinul 10 — 20 mm) fisurate, conținînd din loc în loc incluziuni de blendă în granule de aproximativ 0,05 — 0,2 mm, cu o dispoziție generală marcînd o tendință de orientare. Plajele mai conțin calcopirită și pirită și sînt străbătute de filonașe de calcit. O asociație

caracteristică și cu un mod mai neobișnuit de prezentare este pirotină-blendă-galenă. Această asociație poate să fie mai largă, cu tendința de orientare (fig. 12, 14) sau extrem de intimă, sugerînd imaginea unei concreșteri grafice, rezultată prin exsoluție (fig. 15). În acest ultim caz, galena este absentă, iar concreșterea pirotină – blendă înconjură granulele mari și mici, ușor rotunjite și puțin diaclazate de pirită. De remarcat că în această pirită obișnuitele incluziuni mici și rotunjite de blendă nu prezintă exsoluții de calcopirită sau pirotină (fig. 15).

Verificarea prin atacuri cu reactivi a pirotinei arată structuri granulare de recristalizare sub presiune, cu numeroase lamele de maclă, uneori puțin curbate (fig. 13). Majoritatea lamelelor de maclă sînt orientate perpendicular pe direcția de alungire a grăunților, restul paralel cu această direcție.

Toți grăunții mai bine dezvoltați de pirotină prezintă procese de marcasitizare, mai mult sau mai puțin avansată.

Marcasita (FeS_2) se întîlnește în zonele cu granule mai mari de pirotină, formată pe contul acesteia. Ca urmare, este mai frecventă în minereul de impregnație.

Se prezintă ca „dantele" fine pe fisuri sau pe marginile granulelor de pirotină, mai ales la contactul cu pirita. Cînd procesul este mai avansat, apare marcasită fin granulată, concreționară sau lamelară (fig. 16). Între lamelele de marcasită se întîlnește calcopirită, blendă sau mai rar galenă.

Bismutina (Bi_2S_3) și **galenobismutina** ($PbBi_2S_4$) apar sporadic în tot minereul. Bismutina este subordonată cantitativ galenobismutinei. Se găsește ca granule fine (0,005 — 0,01 mm) în calcopirită, mai rar în galenă, pirită și gangă.

Galenobismutina apare uneori în granule asemănătoare cu bismutina, iar alteori ca filonașe ce ating 0,1 mm străbătînd grăunții de pirită din minereul compact și insinuîndu-se și printre rosturile dintre granulele de sulfură de fier (fig. 23). Galenobismutina poate conține uneori granule micronice de aur.

Sulfosărurile se întîlnesc, în cantitate redusă, în toate tipurile de minereu de la Leșul Ursului, cu oarecare precădere în minereul de impregnație și în zona a II-a.

Sulfosărurile se găsesc întotdeauna în granule foarte mici (0,005 — 0,01 mm); numai tetraedritul are uneori o dezvoltare ceva mai largă (0,02 — 0,05 mm). Au fost identificate : *tetraedrit* $(Cu, Fe, Zn, Ag)_{24}(Sb, As)_8 S_{26}$, *bournonit* ($Cu\ Pb\ Sb\ S_3$), *jamesonit* ($Pb_4Fe\ Sb_5S_{14}$), *semseyit* ($Pb_9Sb_8S_{21}$). Din cauza dimensiunilor extrem de reduse ale grăunților, identificarea sulfosărurilor a ridicat dificultăți foarte mari.

Nu este exclus ca în minereu să mai existe și alte sulfosăruri în afara celor menționate. Analizele spectrografice arată că probele de calcopirită cu incluziuni de sulfosăruri din minereul de impregnație al tuturor celor trei zone au conținuturi în Sn de 500 — 1 000 p.p.m. și chiar 1 000 —5 000 p.p.m. În aceleași probe s-au găsit și conținuturi mai ridicate în Sb (100 — 500 p.p.m.). Este foarte posibil ca o parte din granulele fine de sulfosăruri să fie de sulfosăruri de Sn : *franckeit* ($Pb_5Sn_3Sb_2S_{14}$), *kylindrit* ($Pb_6Sn_6Sb_2S_{15}$) sau chiar sulfuri : *teallit* ($SnS\ PbS$), *stanină* (Cu_2FeSnS_4), *herzenbergit* (SnS).

Sulfosărurile sînt asociate preferenţial cu calcopirită, însă ele se întîlnesc şi în galenă, pirită, gangă şi foarte rar în blendă.

În ceea ce priveşte sulfosărurile identificate cu precizie, vom arăta cîteva caracteristici ale modului lor de prezentare în zăcămîntul studiat.

Tetraedritul apare mai ales în calcopirită şi galenă, ca granule foarte fine. Se întîlneşte şi ca borduri pe marginea granulelor de semseyit şi jamesonit (fig. 24) la contactul cu calcopirita. Aici se formează uneori concreşteri grafice bournonit - tetraedrit (fig. 25), care pot fi interpretate ca dezamestecuri (eliminarea excesului de cupru) sau reacţii marginale. Concreşterea tetraedrit-bournonit pare să respecte uneori lamelele de maclă ale bournonitului.

Jamesonitul este mult mai frecvent decît semseyitul, care îl însoţeşte numai în unele cazuri. Jamesonitul se prezintă în grăunţi alungiţi, lamelari, cîteodată bordaţi de tetraedrit (fig. 24), incluşi în calcopirită, rar în galenă, pirită şi blendă.

Bismutina şi bournonitul pot conţine uneori incluziuni de grăunţi micronici de aur.

Aurul (Au) a fost întîlnit cu totul sporadic în toate tipurile de minereu, în granule cu dimensiuni de cîţiva microni, incluşi în bismutină şi bournonit, sau ceva mai mari (pînă la 0,05 mm), incluşi în calcopirită şi în galenă. Excepţional a fost întîlnit un grăunte de aur de 0,3 mm în calcopirită, la contactul cu mineralele de gangă (fig. 27).

Magnetitul (Fe_3O_4) este foarte puţin răspîndit, dar prezent în toate tipurile de minereu. Apare ca granule mici (0,01 mm) izolate în gangă sau ca grăunţi mai bine dezvoltaţi, iniţial idiomorfi, intens diaclazaţi şi străbătuţi pe fisuri de vine de carbonaţi. Aceşti grăunţi sînt de obicei izolaţi prin gangă de masa de granule de pirită care îi înconjoară (fig. 26). Magnetita pare să aparţină rocii gazde, deci unei generaţii mai vechi decît mineralizaţia cu sulfuri, şi conţine uneori mici incluziuni de pirită. Ea a suferit toată seria de „presări" din timpul metamorfismului, ceea ce a determinat diaclazarea destul de intensă.

Mineralele de titan sînt reprezentate prin concreşteri avansate de ilmenit, rutil şi anataz. Ele formează grăunţi de diferite dimensiuni (0,01 —0,8 mm), mai mult sau mai puţin idiomorfi, răspîndiţi în unele porţiuni din şisturile cloritoase sau cuarţitice din minereul compact şi mai ales din cel de impregnaţie (fig. 28, 29, 30). Mineralele de titan prezintă numai în cazuri excepţionale asociaţii cu sulfurile, în special cu calcopirita şi subordonat cu pirita. În figura 30 se observă pătrunderea orientată a calcopiritei pe fisurile unor grăunţi de ilmenit în curs de transformare în anataz şi rutil, însă procesul este sporadic; obişnuit, mineralele de titan sînt izolate în gangă.

Ilmenitul ($FeTiO_3$) este cel mai puţin răspîndit dintre mineralele de titan, deoarece s-a transformat parţial sau uneori integral, în oxizi de titan. Apare ca granule izolate, adesea idiomorfe, prismatice, cimentate cu gangă, în mijlocul unei mase de grăunţi fini de rutil (fig. 28).

În unele cazuri, un grăunte aparent unic are zone mai apropiate de caracteristicile ilmenitului şi zone mai asemănătoare anatazului (fig. 29), marcînd trecerea treptată din unul în altul.

Rutilul (TiO_2) apare în granule constituite din mase fin granulare, uneori cu dispoziție orientată, strîns concrescute cu mineralele rocii gazde (fig. 28, 29). El poate să constituie singur granule de minerale de titan sau să conțină relicte de ilmenit pe contul căruia s-a format. În general, rutilul formează zonele marginale ale granulelor (fig. 28). De asemenea poate fi concrescut și cu anatazul (fig. 29).

Anatazul (TiO_2) se prezintă ca granule ceva mai bine dezvoltate, pseudomorfe de obicei după ilmenit, înconjurate de granule fine de rutil (fig. 29). Ca și rutilul, anatazul s-a format, în mare măsură, pe contul ilmenitului.

Dintre *mineralele supergene* au fost puse în evidență limonitul și covelina, ambele în cantitate foarte mică.

Limonitul ($Fe_2O_3.H_2O$) este format mai ales pe contul piritei și mai rar al calcopiritei; se întîlnește pe marginile granulelor sau ca filonașe care străbat mineralele primare.

Covelina (CuS) însoțește rareori depunerile de limonit, mai ales în minereul din zona a III-a.

Mineralele de gangă sînt reprezentate prin: cuarț, calcit, ankerit și mineralele rocii gazde: clorit, sericit, muscovit, subordonat albit și sfen. Din cauza metamorfismului, este greu de deosebit în ce măsură cuarțul aparține „sterilului" din zona mineralizată sau rocii gazde. Calcitul și ankeritul sînt și ele recristalizate prin metamorfism și au rezultat parțial din alterarea rocii gazde și parțial reprezintă veniri ulterioare.

Mineralizația metaliferă este asociată cu toate mineralele citate, fără a se putea preciza vreo preferință marcată. Totuși filonașele mai noi de calcit și de ankerit aduc cu ele adesea calcopirită, blendă, galenă și puțină pirită. Există porțiuni din minereu unde galena, calcopirita și mai rar blenda pătrund pe rosturile dintre granulele de cuarț, carbonați și chiar filosilicați. Există însă și filonașe de carbonați, complet sterile, care întretaie toată mineralizația ca și roca gazdă. Cuarțul prezintă constant extincție ondulatorie și deformări, ca urmare a recristalizării sub presiune.

CONSIDERAȚII GENETICE

Zăcămintele de sulfuri din șisturi cristaline au o răspîndire apreciabilă pe glob. Geneza lor, deși intens studiată de numeroși cercetători, nu este încă mulțumitor elucidată.

Din literatura de specialitate rezultă că ideile asupra genezei acestor zăcăminte sînt diferite. O primă idee a fost că concentrațiile metalifere ar fi de origine sedimentară premetamorfice. În cazul unor zăcăminte, în sprijinul acestei idei se aduc în continuare argumente interesante.

O altă idee admite că zăcămintele din șisturi cristaline, intercalate concordant, sînt de natură hidrotermală, postmetamorfică. Argumentele în susținerea acestei idei sînt însă de obicei lipsite de temei.

În fine, o ideie, din ce în ce mai mult acceptată în ultimii ani, admite o origine hidrotermală premetamorfică. Această idee aparține lui

H. Schneiderhöhn (15) și mai ales lui P. Ramdohr (4). Acesta din urmă a studiat aprofundat zăcămîntul de la Rammelsberg și, plecînd de la prezența unor tufuri (foarte subțiri de altfel) intercalate în rocile sedimentare înconjurătoare, a admis că mineralizarea a avut loc ca urmare a aportului de cationi aduși de izvoare termale, simultan cu degajări de H_2S din mofete submarine. Minereul astfel format, ca de altfel și cel analog de la Tekeli studiat de T. N. Șadlun (18), prezintă structuri colomorfe, depuneri sferoidale de pirită, dovada proceselor de depunere în mediu marin.

P. Routhier emite ipoteza că în cazul zăcămintelor metamorfozate de sulfuri să se ia în considerare ideea genezei prin secreție laterală. Bilanțul geochimic al elementelor utile care se întîlnesc în mici cantități în anumite șisturi cristaline justifică, în cîteva cazuri, formarea de zăcăminte importante prin antrenarea lor în soluțiile generate în timpul metamorfismului și depunerea lor în locuri favorabile.

În cazul zăcămîntului de la Leșul Ursului, ipotezele amintite, cu excepția „secreției laterale", au fost rînd pe rînd admise de diverși cercetători. Diferitele argumente adoptate s-au axat pe paralelizări între zăcămîntul de la Leșul Ursului (și în general din cristalinul Carpaților Orientali) și zăcămintele din alte țări.

Noua ipoteză a originii premetamorfice vulcanogene (exalative) adoptată de o serie de cercetători români (14) se bazează pe analogia cu zăcămîntul de la Rammelsberg.

Ținînd seama de rezultatele obținute de noi prin cercetări calcografice și încercînd să facem o paralelizare cu zăcămîntul de la Rammelsberg, apar unele asemănări, dar și deosebiri, esențiale în explicarea genezei.

Asemănările se referă la forma de zăcămînt, parțial la structura și textura minereului, consecințe ale acțiunii metamorfismului regional și mai departe la compoziția mineralogică. De asemenea, la Rammelsberg se citează prezența intercalațiilor de tufuri; la Leșul Ursului sînt menționate roci porfirogene și șisturi clorito-albitice reprezentînd metatufuri, dovada existenței unui vulcanism inițial de geosinclinal.

Deosebirile se referă mai ales la acele caracteristici ale zăcămîntului de la Rammelsberg care pledează pentru geneza vulcanică exalativă. Studiul macro și microscopic la Rammelsberg a pus în evidență interesante și numeroase structuri colomorfe și depuneri concentrice, atît în cazul piritei, cît și al blendei și calcopiritei, dovedind depuneri marine din soluții coloidale pe contul exalațiilor vulcanice. De asemenea, în minereu au fost separate fosile, adeseori mineralizate, ca și bacterii sau polen. În minereul de la Leșul Ursului nu au fost întîlnite niciodată texturi colomorfe relicte. Condițiile termodinamice ale metamorfismului care au dus la formarea șisturilor verzi nu ar fi putut șterge integral orice urmă a sedimentării, cu atît mai mult cu cît temperatura din timpul metamorfismului a fost asemănătoare în cazul ambelor zăcăminte (cca. 225° C la Rammelsberg după Ramdohr și 130 — 200°C după măsurătorile paleotermometrice ale lui M. Savul și V. Pomîrleanu (12), (13) pentru Leșul Ursului).

Cercetările întreprinse de noi asupra zăcămîntului de la Leșul Ursului ne permit o serie de concluzii genetice, diferite de cele susținute de alți autori. Constatările noastre duc la concluzia că zăcămîntul este de tip hidrotermal (mezotermal), afectat ulterior de metamorfism regional.

Observațiile care fundamentează originea inițial hidrotermală a soluțiilor mineralizante se referă, în special, la compoziția mineralogică și la modul de prezentare a minereului la microscop. Minereul are, din punct de vedere calitativ, compoziția obișnuită a minereului din zăcămintele hidrotermale : sulfuri, sulfosăruri, gangă de cuarț și calcit. La microscop, se observă destul de frecvent înlocuiri ale mineralelor mai vechi prin minerale mai noi (fig. 6, 7, 8), deosebite de structurile rezultate prin pătrunderea mineralelor plastice pe fisurile din mineralele casante datorite metamorfismului (care există firește și ele). Apar, de asemenea, dezamestecuri de calcopirită în blendă (fig. 21) și steluțe de blendă în calcopirită (fig. 18), care presupun o temperatură de formare de 350 — 650°C°, mult mai ridicată decît cea determinată prin paleogeotermometrie pentru metamorfismul de la Leșul Ursului.

O altă serie de observații aduc dovezi concrete asupra procesului de metamorfism regional, suferit de mineralizație ulterior formării ei. Menționăm de la început că, așa cum a rezultat și din studiul calcografic, procesul de metamorfism nu a fost prea intens, făcîndu-se simțit în tot zăcămîntul, fără însă a „șterge" toate caracterele sale premetamorfice.

Prima observație care atestă prezența metamorfismului este dispoziția concordantă a mineralizației cu șisturile cristaline, care determină de altfel și forma de zăcămînt.

Textura minereului, atît a celui compact, cît și a celui de impregnație : șistoasă, gnaisică, cutată etc., similară cu a șisturilor cristaline, rocile gazde, este specifică pentru minereurile metamorfozate.

Studiul calcografic arată că, minereul prezintă frecvent diaclazări (fig. 3, 4, 5, 8) și uneori recristalizări. Diaclazarea și sfărîmarea afectează în special mineralele casante : pirita (fig. 4, 6), mispichelul (fig. 11), magnetita (fig. 26), dar se manifestă cîteodată și la mineralele mai plastice (calcopirita din fig. 17). Recristalizarea este foarte evidentă în cazul piritei, care apare în mase de granule mici echidimensionale, perfect idiomorfe sau cu structura porfirică. La alte minerale cu putere de idiomorfie mai mică, se dezvăluie structuri de recristalizare prin atacuri cu reactivi. Frecvent apar lamele de maclă la calcopirită, blendă, pirotină, calcită (fig. 13, 19, 21) și extincție ondulatorie în cazul cuarțului, dovezi ale recristalizării sub presiune.

În cazul mineralelor plastice (calcopirită, galenă, calcit și parțial blendă) se observă sub microscop (parțial și macroscopic de altfel) efecte de „mobilizare" metamorfică. Ele „mulează" granulele mineralelor rigide, cimentîndu-le spărturile așchioase și pătrunzînd în cele mai fine fisuri (fig. 3,4). Tot datorită mobilizării metamorfice, apare a doua generație de calcopirită, care întretaie vechea mineralizație hidrotermală (fig. 20); în mod analog se comportă galena și calcita.

Metamorfismul regional este răspunzător şi de modul de prezentare a mineralelor de titan şi în special de transformările ilmenitului în anataz şi rutil.

În concluzie, metamorfismul regional şi-a lăsat amprenta asupra întregii mineralizaţii de la Leşul Ursului, fără însă a reuşi să facă să dispară decît parţial caracteristicile proceselor anterioare.

Sîntem de părere că elucidarea genezei zăcămîntului de la Leşul Ursului mai necesită încă cercetări. O contribuţie destul de importantă ar putea fi adusă de un studiu geochimic cît mai complet, care să urmărească distribuţia şi migraţia elementelor majore şi minore.

BIBLIOGRAFIE

1. Edwards A. B., *Textures of the ore minerals and their significance*, Australian Institute of Mining and Metallurgy, Melbourne, 1954.
2. Gheorghiu C., *Consideraţiuni asupra genezei unor acumulări de sulfuri metalice în şisturile cristaline din R.P.R.*, Anal. Univ. C. I. Parhon, seria ştiinţele naturii, Bucureşti, 1958. **19**.
3. Kräutner H., *Zăcămîntul de sulfuri de la Muncelul Mic — Poiana Ruscă*, Congresul al V-lea Carpato-Balcanic, Bucureşti, 1961, **II**.
4. Ramdohr P., *Über den Mineralbestand und die Strukturen der Erze des Rammelsberges*, Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Beilage, 1928, **57**, A.
5. — *Mineralbestand, Strukturen und Genesis der Rammelsberg-Lagerstätte*, Geol. Jahrbuch, 1953, **67**.
6. — *Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen*, Akademie-Verlag, Berlin, 1960.
7. Routhier P., *Etude géologique du versant occidental de la Nouvelle Caledonie entre le col de Boghen et le pointe d'Arama*, Mém. Soc. Géol. France, 1953, **31**.
8. — *Les Gisements Métallifères*, Masson, et Cie, 1963.
9. Samoilă I. şi Popa I., *Studiul calcografic al minereurilor complexe piritoase şi cuprifere de la Leşul Ursului*, Revista Minelor, 1959, *1*.
10. — *Studiul calcografic al minereurilor complexe piritoase şi cuprifere de la Leşul Ursului*, Revista Minelor, 1958, *12*.
11. Savul M., *Le Cristallin de Bistriţa. La région Dorna-Broşteni*, An. Sci. Univ. Jassy, 1938, **XXIV**, *1*.
12. Savul M. şi Pomîrleanu V., *Cercetări paleogeotermometrice asupra zăcămintelor de sulfuri complexe localizate în şisturile cristaline din Carpaţii Orientali din R.P.R.*, Anal. ştiinţ. Univ. Al. I. Cuza, Iaşi, secţ. II, 1961, **VII**, *1*.
13. — *Cercetări paleogeotermometrice asupra zăcămintelor de sulfuri complexe localizate în şisturile cristaline din Carpaţii Orientali din R.P.R.Mineralizările de la nord-vestul localităţii Fundul Moldovei*, Analele ştiinţ. ale Univ. Al. I. Cuza, Iaşi, 1963, **IX**.
14. Savul M. şi Vasilescu Al., *Contribuţiuni la cunoaşterea rocilor porfiroide şi a zăcămintelor de sulfuri asociate şisturilor cristaline din regiunea Baia-Borşa (Maramureş)*, Dări de seamă ale Comit. Geol., 1958—1959, **XLVI**.
15. Schneiderhöhn H., *Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde*, Jena, 1941.
16. — *Die Erzlagerstätten. Kurzvorlesungen*, Jena, 1944.
17. Socolescu M., *Observaţii asupra metalogenezei şi zonalităţii în provinciile metalogenetice ale Carpaţilor orientali şi Baia Mare*, Revista Minelor, 1961, *1*.
18. Şadlun T. N., *Necotorie zaconomernosti proiavlenia metamorfizma v bogatih piritom, svinţovo-ţincovih rudah Tekelinscovo mestorojdenia*, Gheologhia rudnih mestorojdenii 1959, *5*.
19. Walter Bruno, *Die Erzlagerstätten der südlichen Bukowina*, Jahrbuch K. K. Geol. Reichsanst, 1876.

Institutul de petrol, gaze şi geologie
Laboratorul de zăcăminte minerale utile

Primită în redacţie la data de 30 iunie 1965

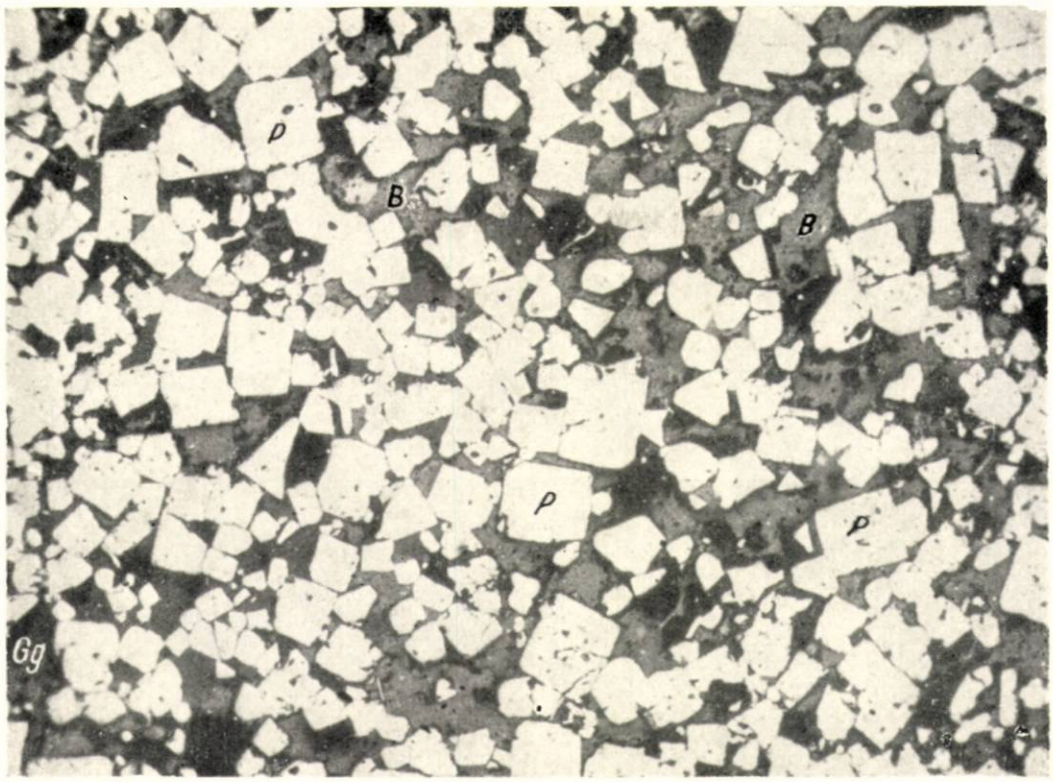


Fig. 1. — Pirită (P) recristalizată în grăunți mici, idiomorfi, cimentați de blendă (B) și gangă (Gg). Mărire 70 x. Lumină naturală.

Fig. 2. — Grăunți de pirită (P) cristalizată în „trepte", cu puțină blendă (B) cuarț (Q) și clorit (Cl). Mărire 175 x. Lumină naturală.

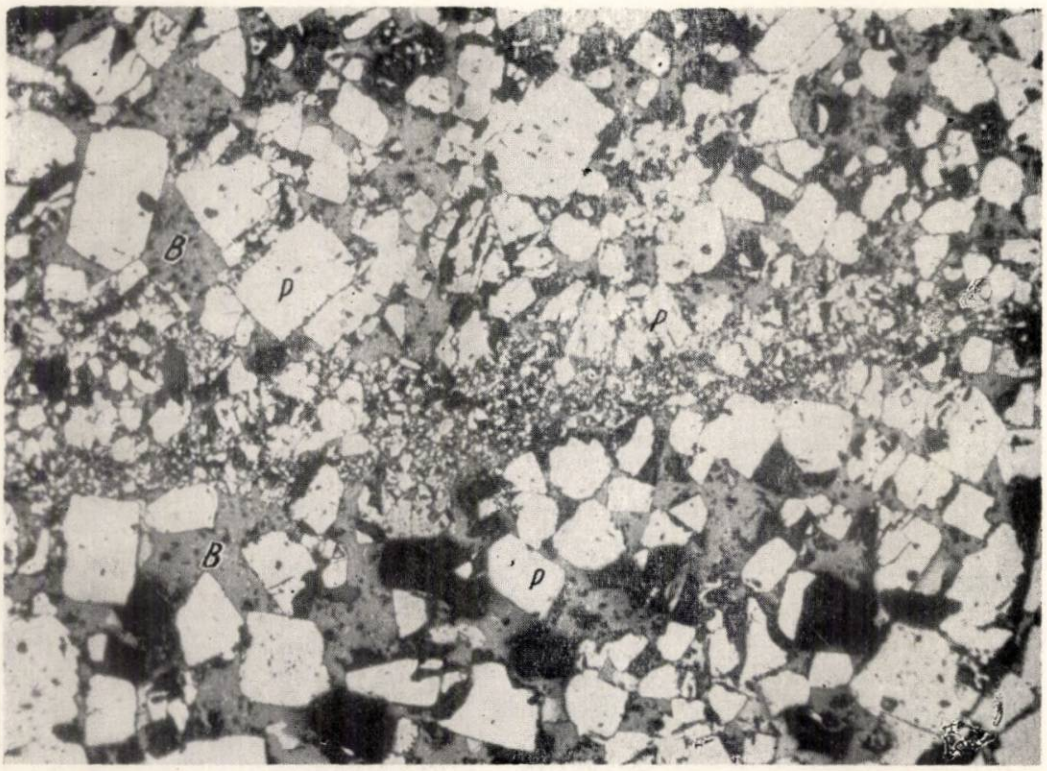


Fig. 3. — Zonă de sfărîmare reprezentată prin grăunți foarte mărunți de pirită (P), totul cimentat cu blendă (B). Mărire 60 x. Lumină naturală.

Fig. 4. — Pirită (P) puternic brecifiată și aşchiată, aşezată în blendă (B) cu dezamestec de calcopirită (Cp). Mărire 140 x. Lumină naturală.

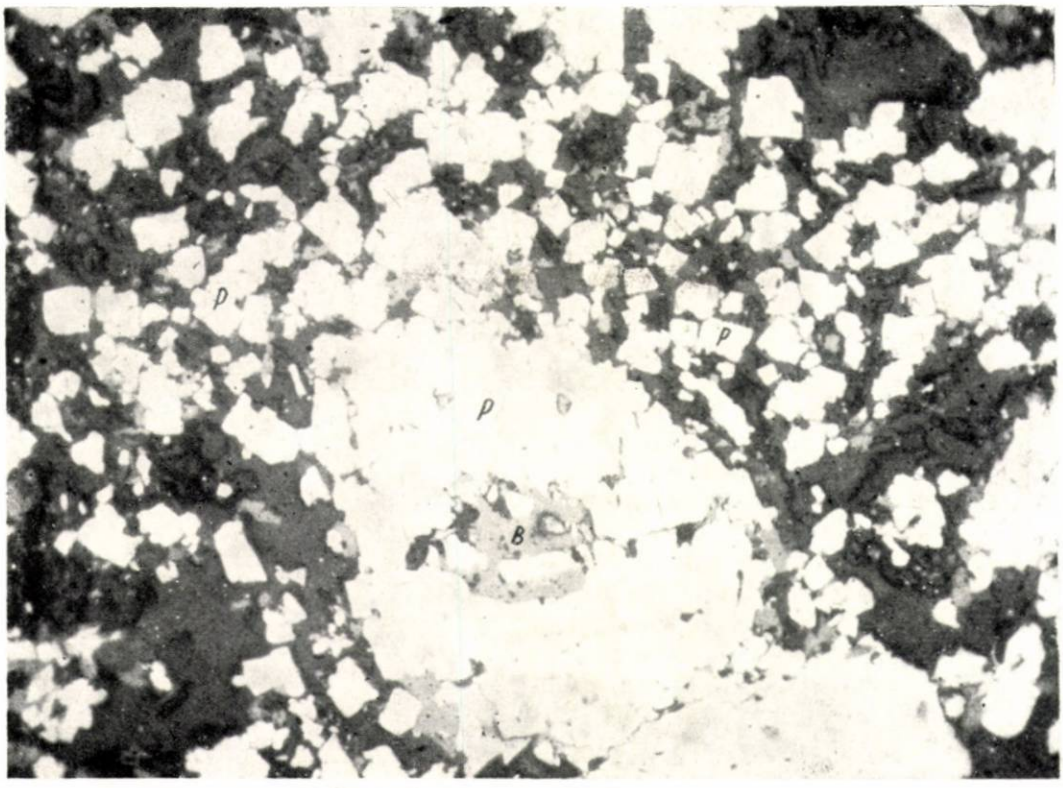


Fig. 5. — Fenoblaste de pirită (P) înconjurate de granule mici, uneori idiomorfe, de pirită. În pirită apar incluziuni de blendă (B). Mărire 110 x. Lumină naturală.

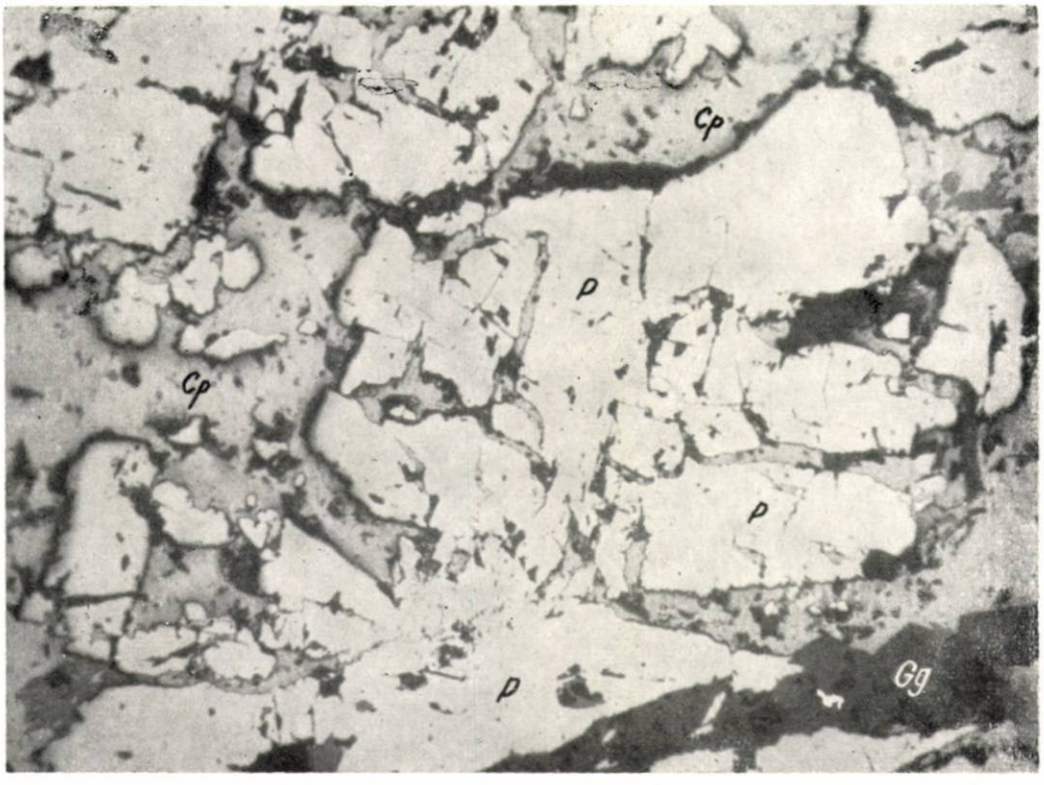


Fig. 6. — Fenoblast de pirită (P) brecifiat, înconjurat de calcopirită (Cp) care pătrunde și pe fisurile piritei, formînd filonașe. Gg-gangă. Mărire 225x. Lumină naturală.

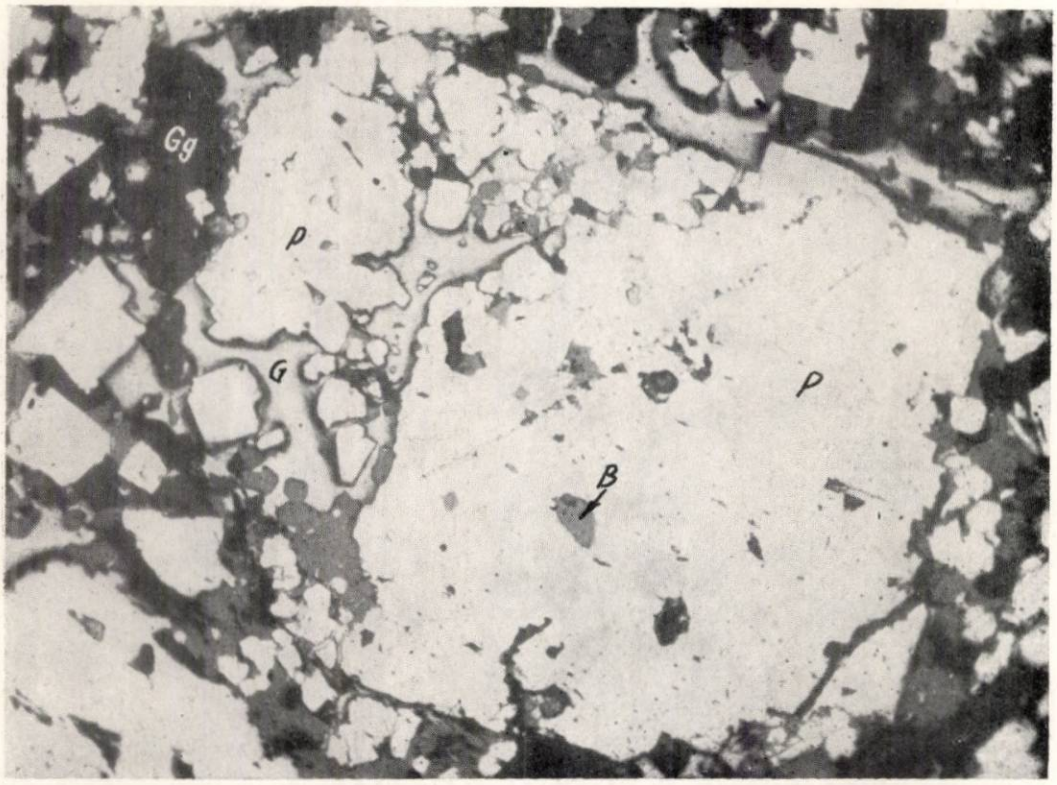


Fig. 7. — Fenoblast de pirită (P) brecifiat, cu incluziuni mici de blendă (B). Granulele rezultate din brecifiere sînt cimentate și rotunjite de galenă (G). Gg = gangă. Mărire 125 x. Lumină naturală.

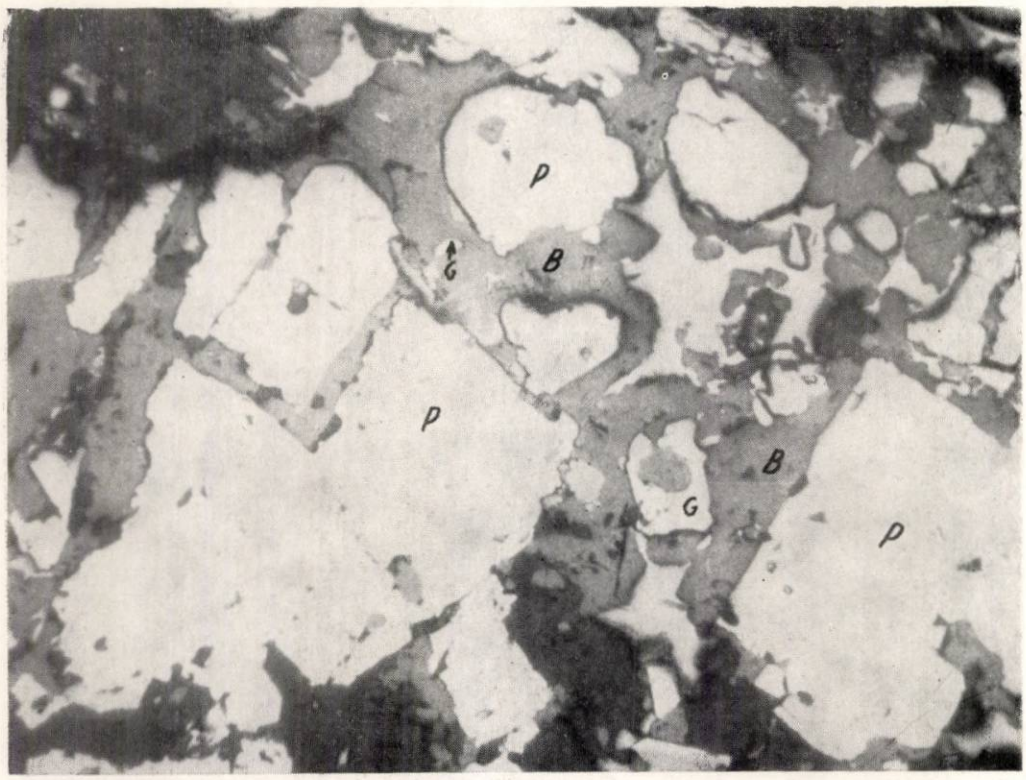


Fig. 8. — Pirită (P) cataclazată parțial, corodată și cimentată de blendă (B). În blendă există grăunți de galenă (G). Mărire 170 x. Lumină naturală.

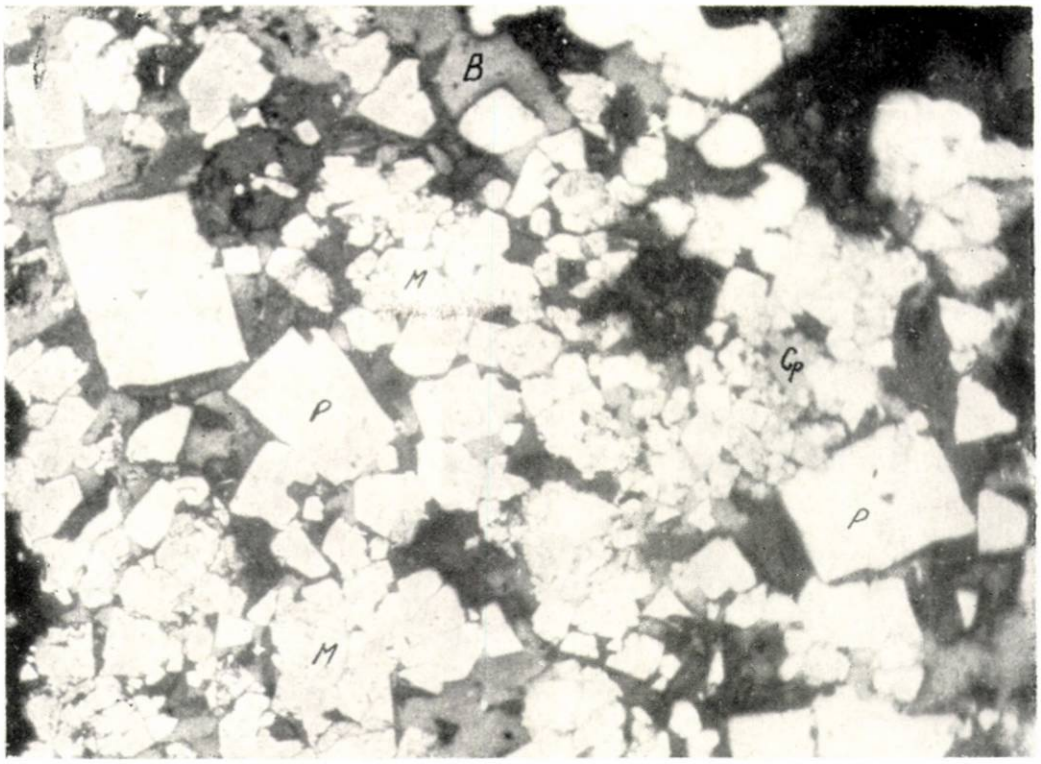


Fig. 9.— Grăunți idiomorfi de pirită (P) și granule mici de mispichel (M), cimentate de blendă (B). Gg=gangă. Mărire 120 x. Lumină naturală.

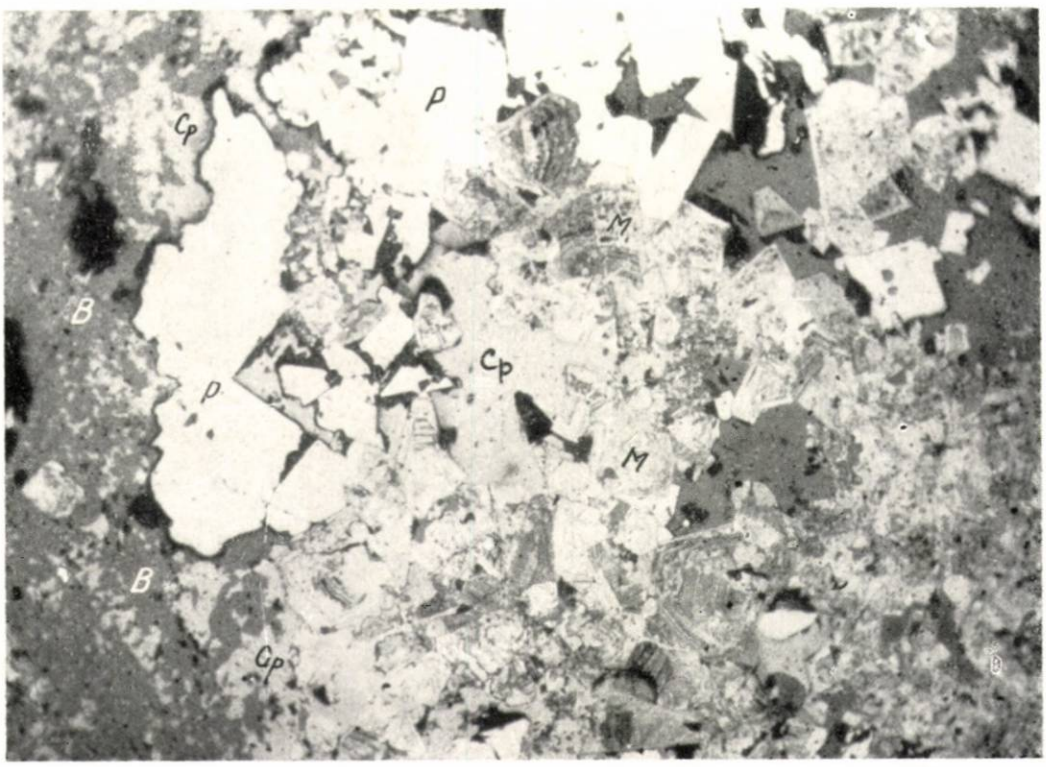


Fig. 10. — Pirită (P) și mispichel (M) recristalizat, asociate cu blendă (B) și calcopirită (Cp). Mărire 170 x. Lumină naturală. Atacat cu HNO_3 1 :1.

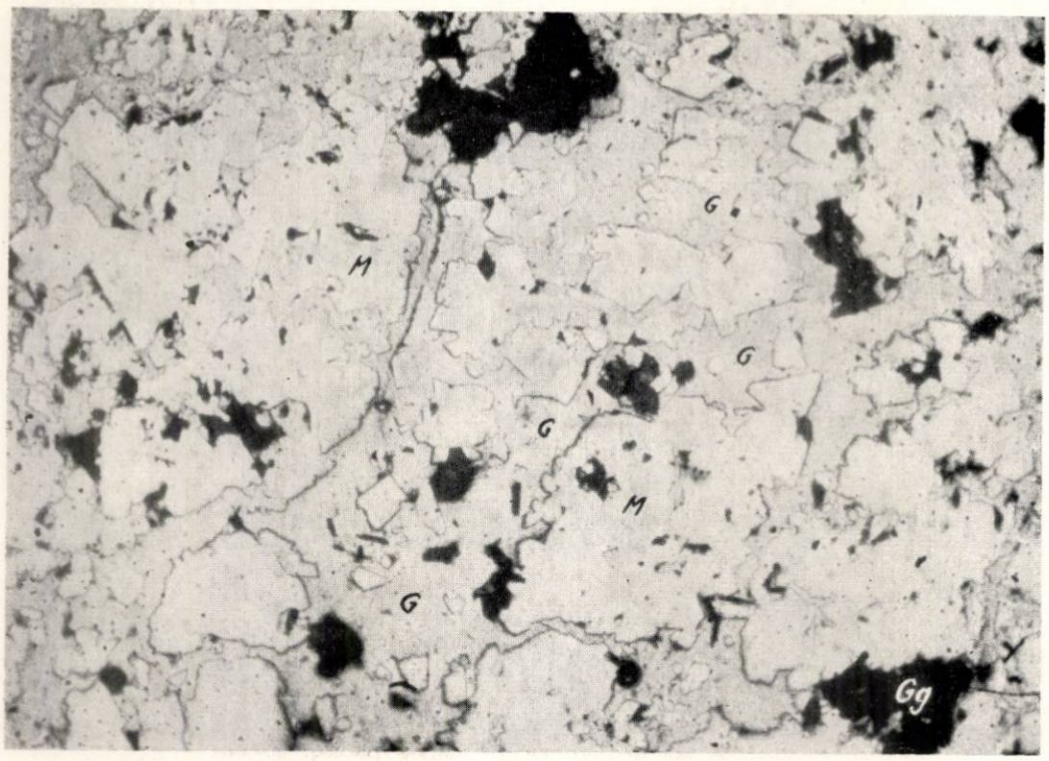


Fig. 11. — Mispichel (M) brecifiat, cimentat și parțial corodat de galenă (G). Gg=gangă. Mărire 135 x. Lumină naturală. Imersie în ulei.

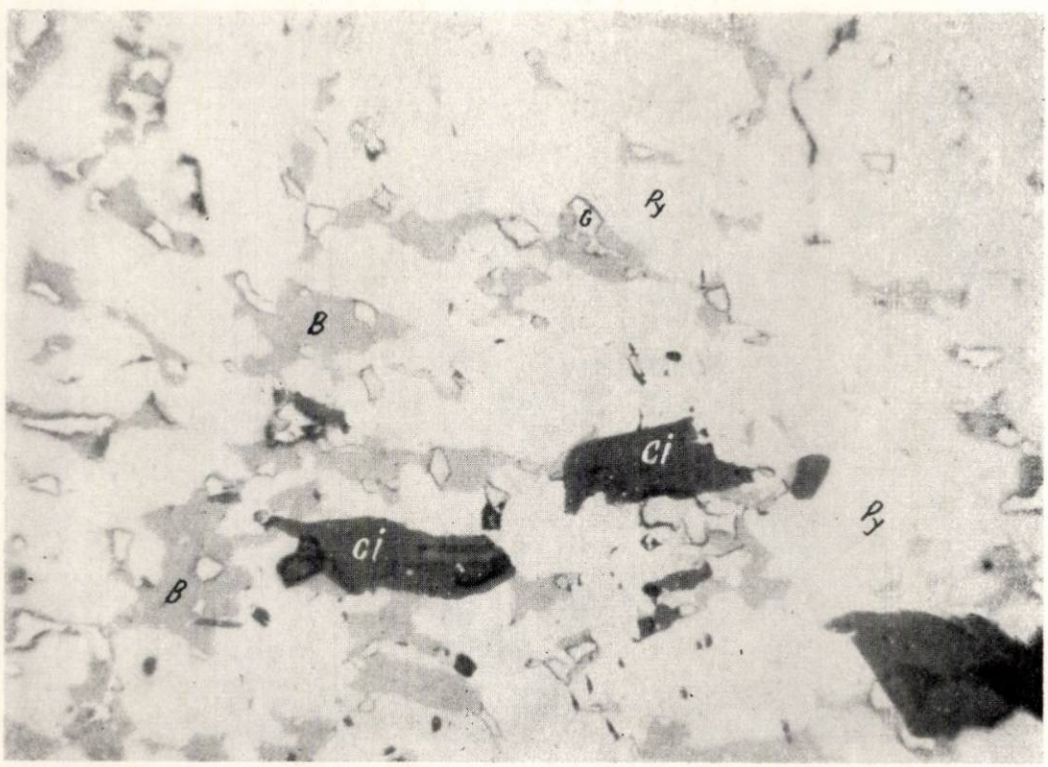


Fig. 12. — Concreștere cu tendință de orientare între pirotină (Py), blendă (B) și puțină galenă (G); grăunți lamelari de clorit (Cl). Mărire 100x. Lumină naturală.

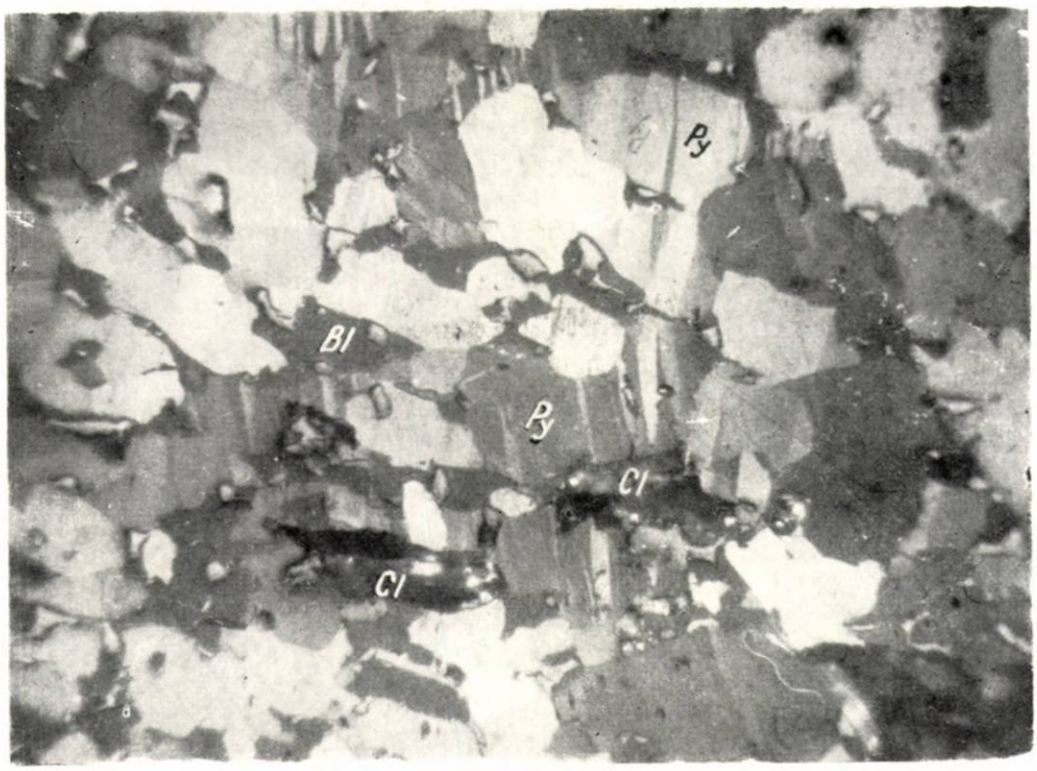


Fig. 13. — Același cîmp ca în fig. 12 atacat cu HNO_3 (1 :1), punîndu-se în evidență recristalizarea sub presiune (lamele de maclă). Mărire 100 x. Nicoli +

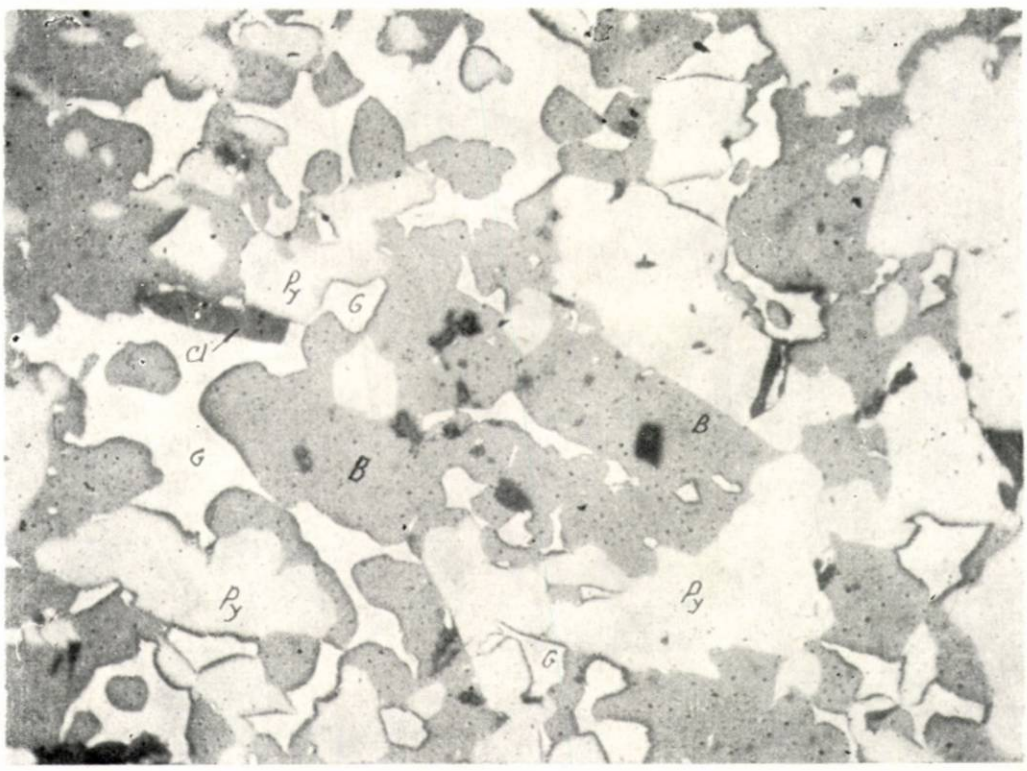


Fig. 14. — Blendă (B), pirotină (Py) și galenă (G), cu grăunți lamelari de clorit (Cl) în concreștere orientată. Mărire 130 x. Lumină naturală.

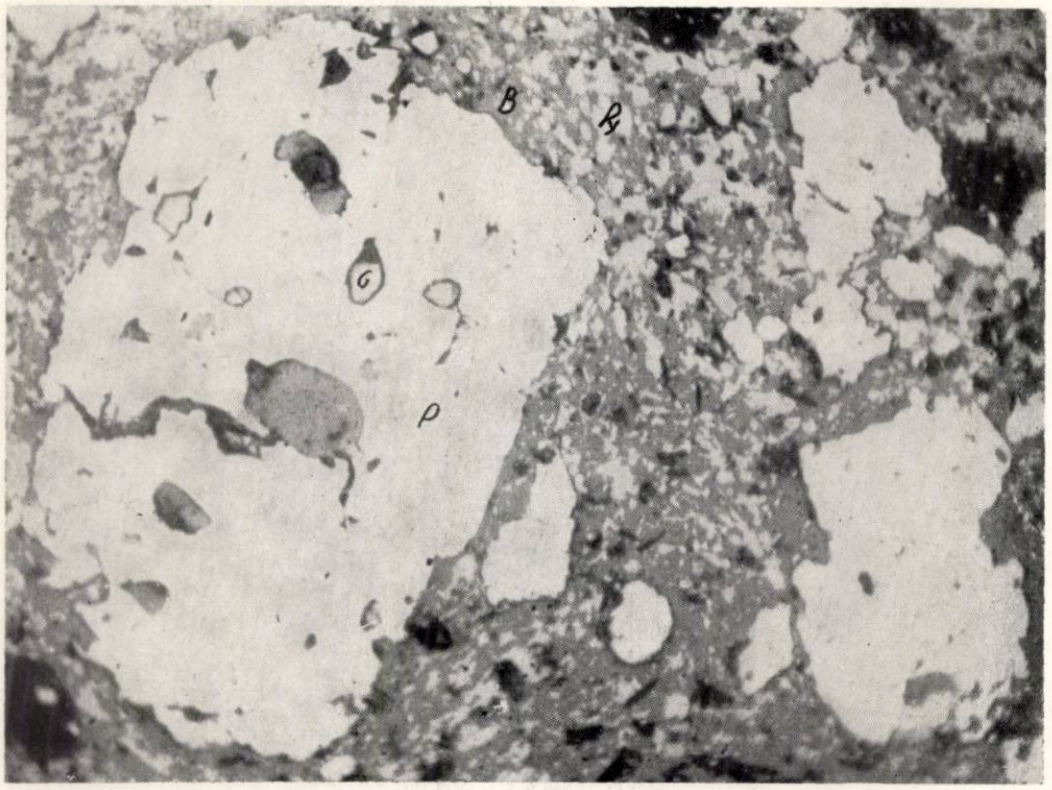


Fig. 15. — Blenda (B) asociată strîns cu pirotină (Py) cimentează pirita (P). În pirită se observă incluziuni rotunjite de galenă (G) și blendă lipsită de pirotină. Mărire 120 x. Lumină naturală.

Fig. 16. — Lamele de marcasită (Mr) alternînd cu calcopirită (Cp.) Py = pirotină. P = pirită. Gg=gangă. Mărire 120 x. Lumină naturală. Atacat cu $HNO_3$1 :1

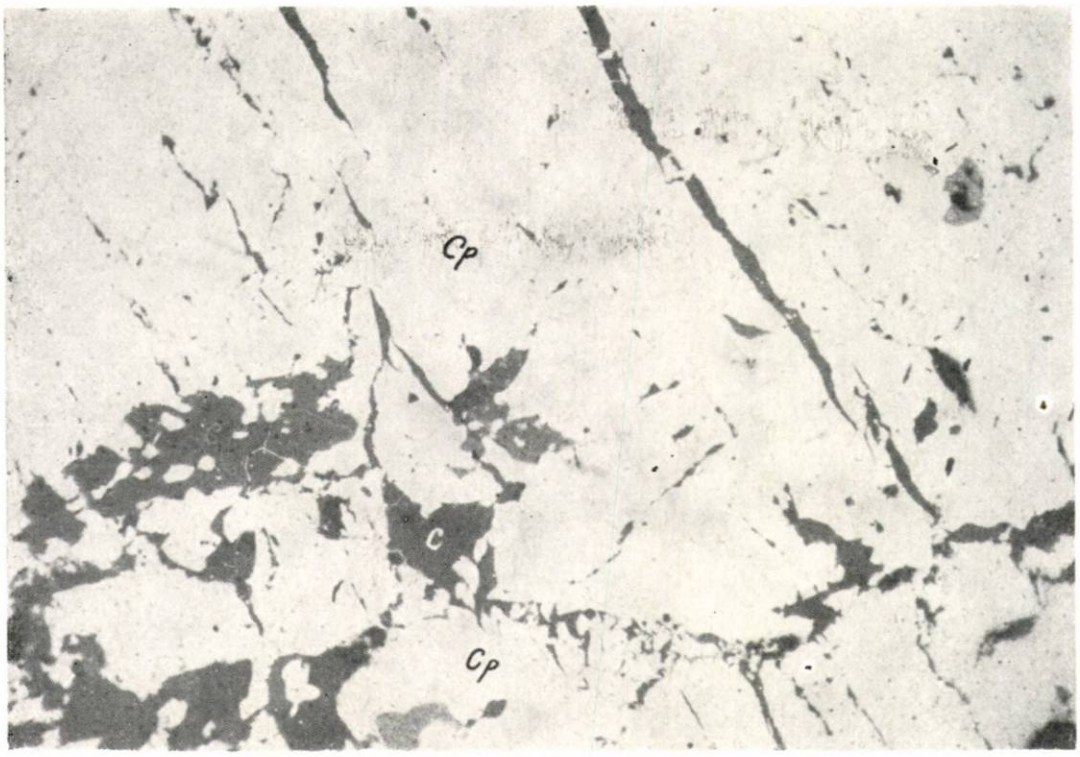


Fig. 17. — Calcopirită (Cp) fisurată și străbătută de carbonați (C). Mărire 140 x. Lumină naturală.

Fig. 18. — Blendă (B) sub formă de „steluțe" în calcopirită (Cp). Mărire 300 x. Lumină naturală.

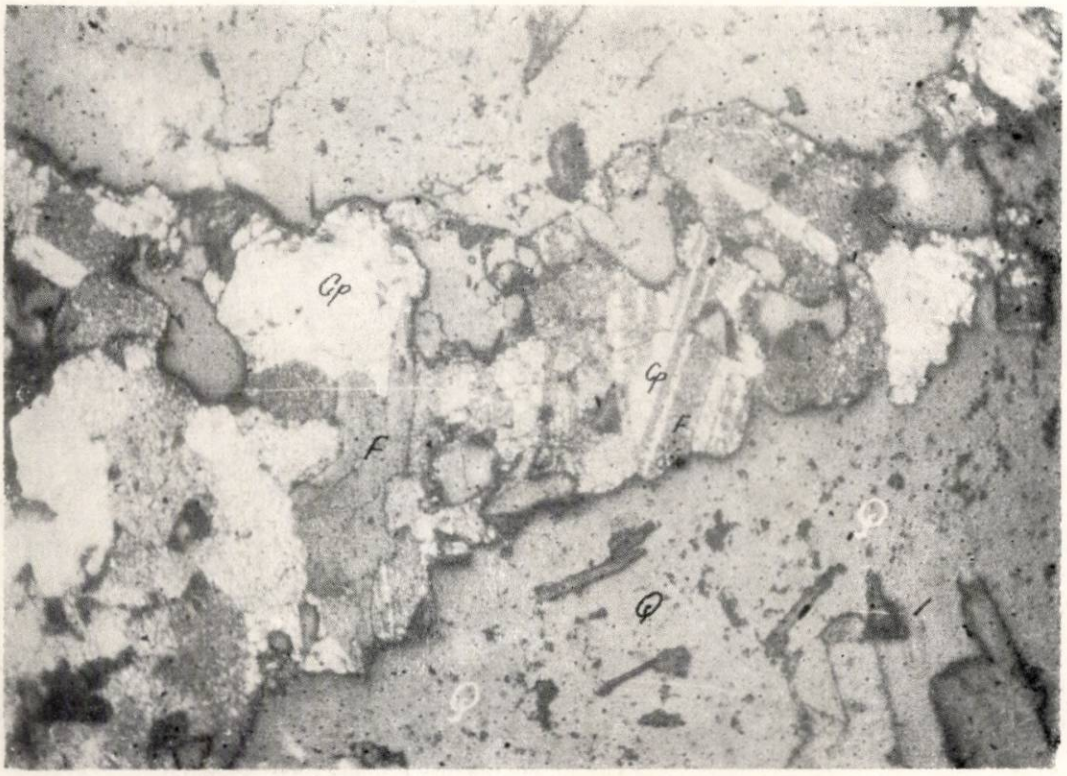


Fig. 19. — Calcopirită (Cp) pătrunzînd printre grăunții de cuarț (Q). Atacul cu reactiv Fackert pune în evidență o treptată recristalizare și maclare. F-filosilicați. Mărire 100x. Lumină naturală.

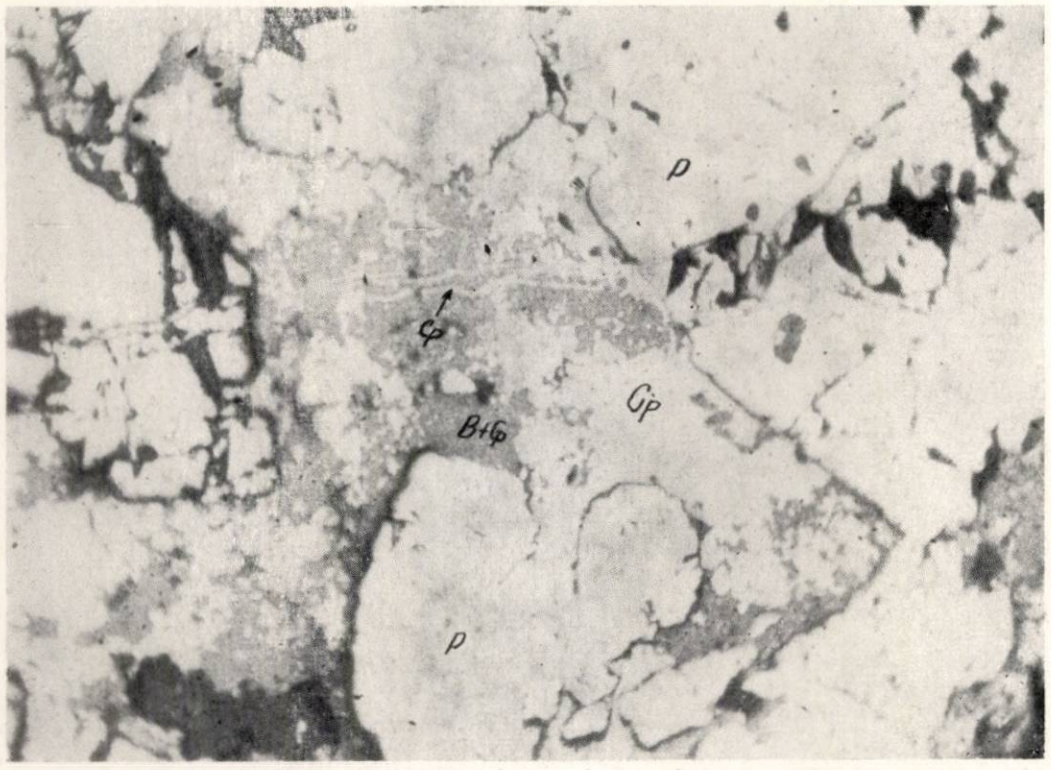


Fig. 20. — Filonaș de calcopirită (Cp) străbătînd blenda (B) cu dezamestec de calcopirită ; pirită (P). Mărire 110 x. Lumină naturală.

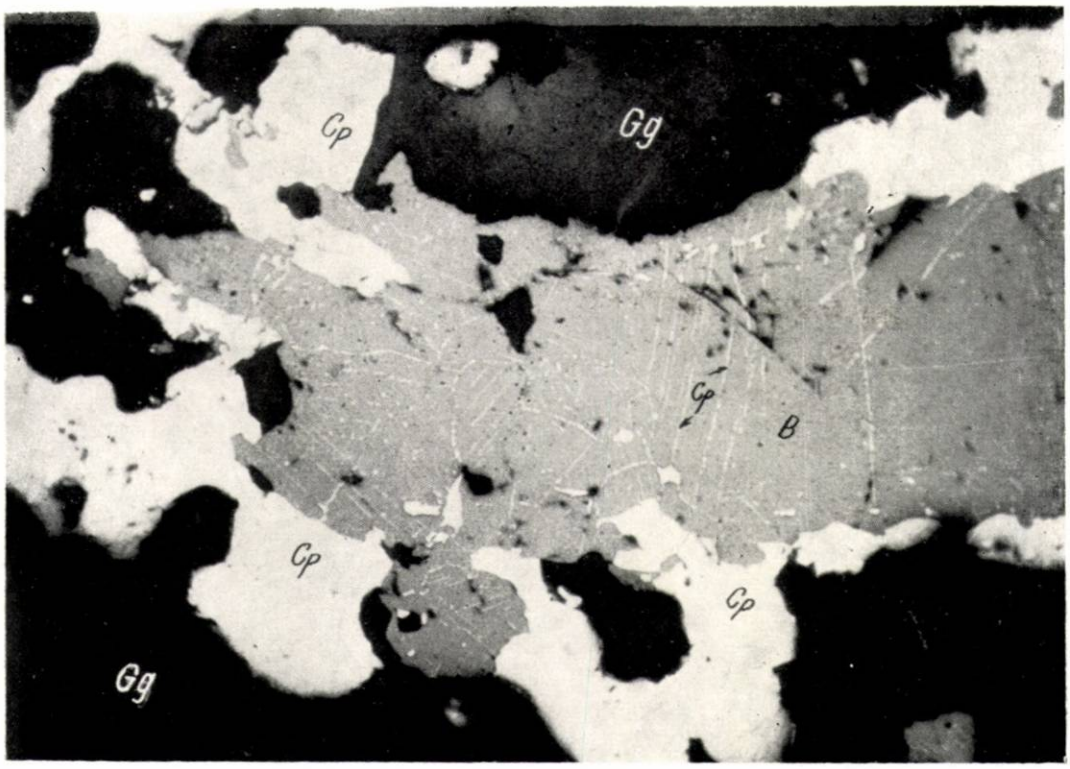


Fig. 21. — Blendă (B) cu incluziuni fine de calcopirită (Cp) dispuse și pe contururile grăunților. Calcopirita în granule mai mari înconjură blenda. Gg = gangă. Mărire 140 x. Lumină naturală.

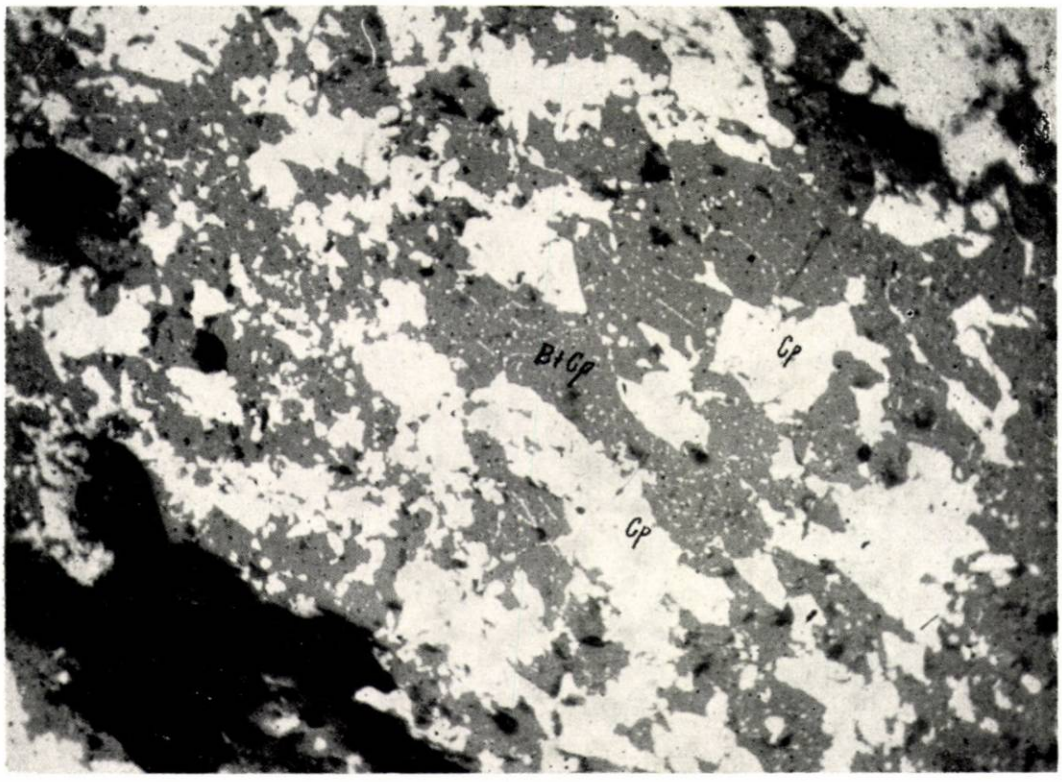


Fig. 22. — Concreștere strînsă și orientată între blendă (B) cu dezamestec de calcopirită și granule de calcopirită (Cp). Mărire 110 x. Lumină naturală.

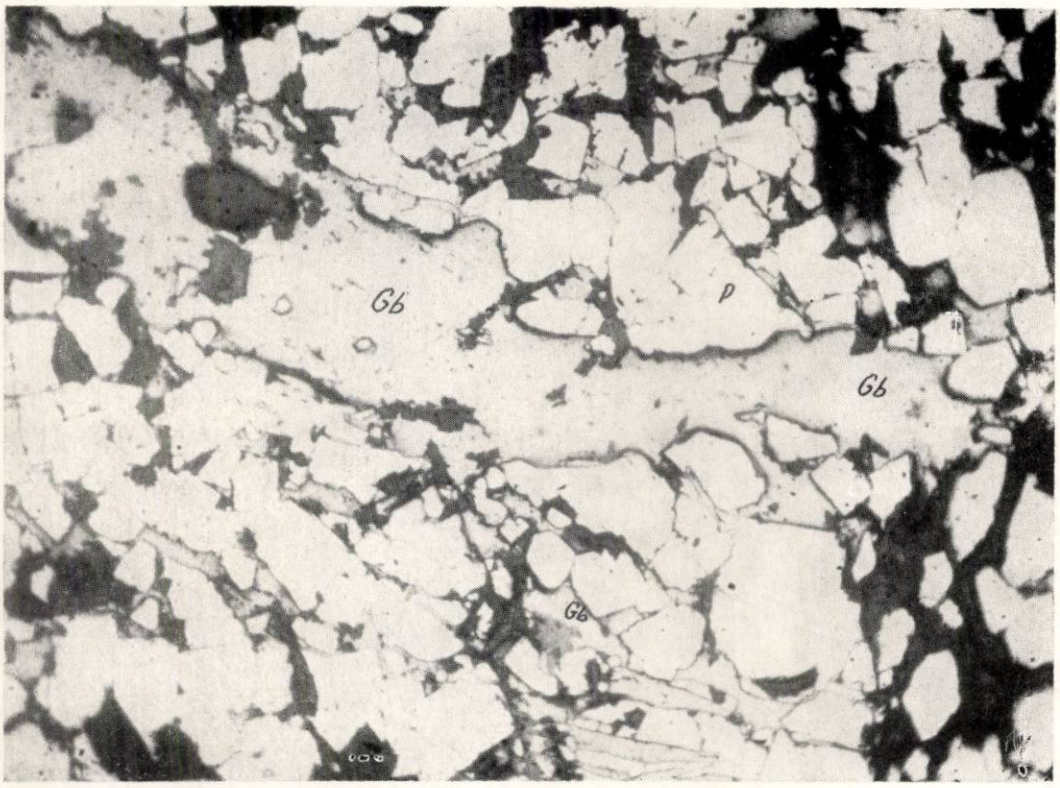


Fig. 23. — Filonașe de galenobismutină (Gb) străbătînd pirita (P) cataclazată. Mărire 110 x. Lumină naturală.

Fig. 24. — Concreștere între tetraedrit (T), semseyit (Sm) și jamesonit (J) inclusă în calcopirită (Cp), în care se observă grăunți foarte fini de mispichel (M). Gg = gangă. Mărire 340 x. Nicoli + Imersie în ulei.

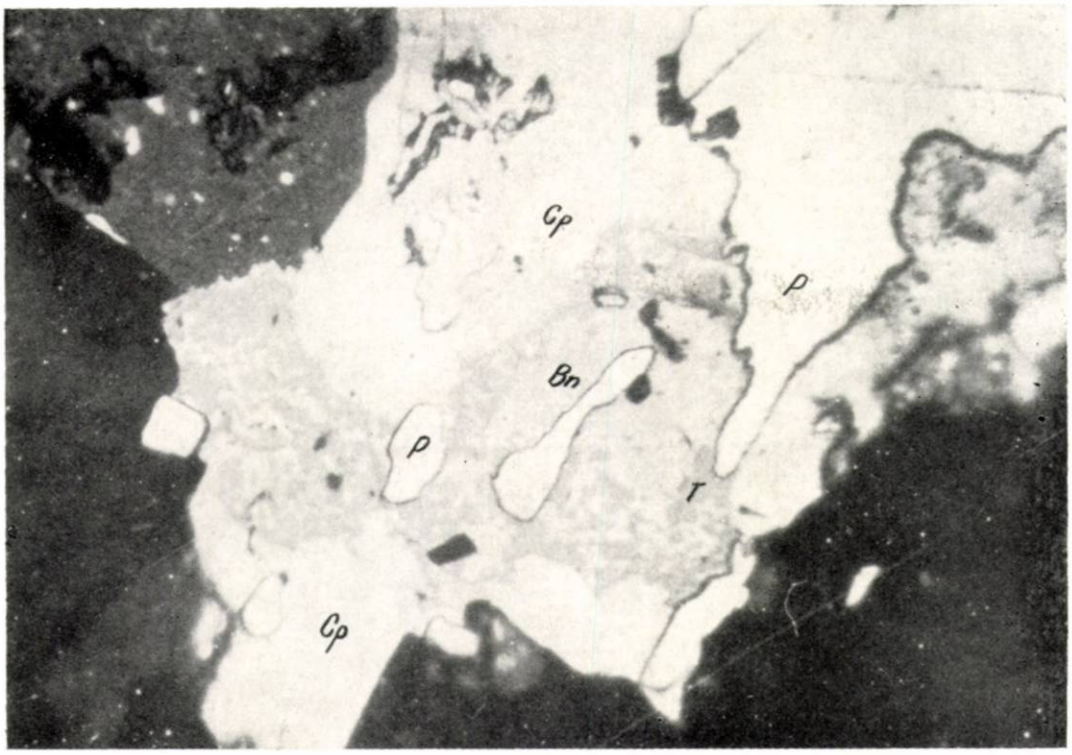


Fig. 25. — Concreștere tetraedrit (T) bournonit (Bn) inclusă în calcopirită (Cp). Grăunți de pirită (P) și blendă (B). Mărire 1050 x. Lumină naturală. Imersie în ulei.

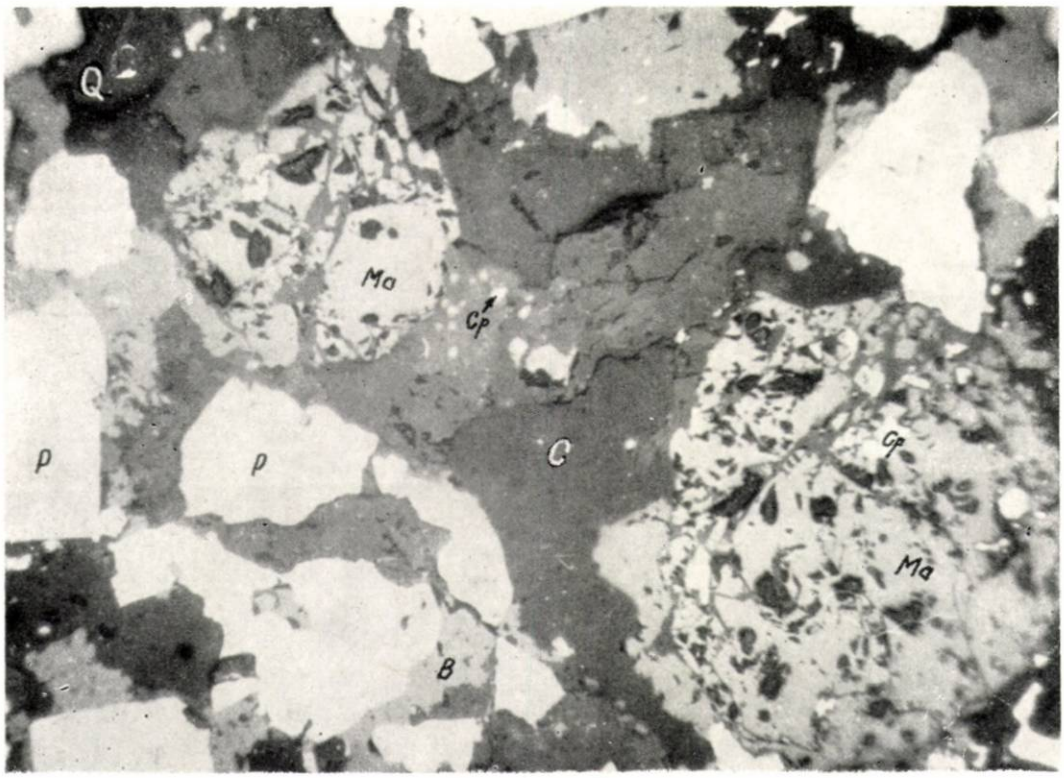


Fig. 26. — Granule de magnetită (Ma) în carbonați (C) și cuarț (Q). Pirită (P), blendă (B) și foarte puțină calcopirită (Cp). Mărire 100x. Lumină naturală.

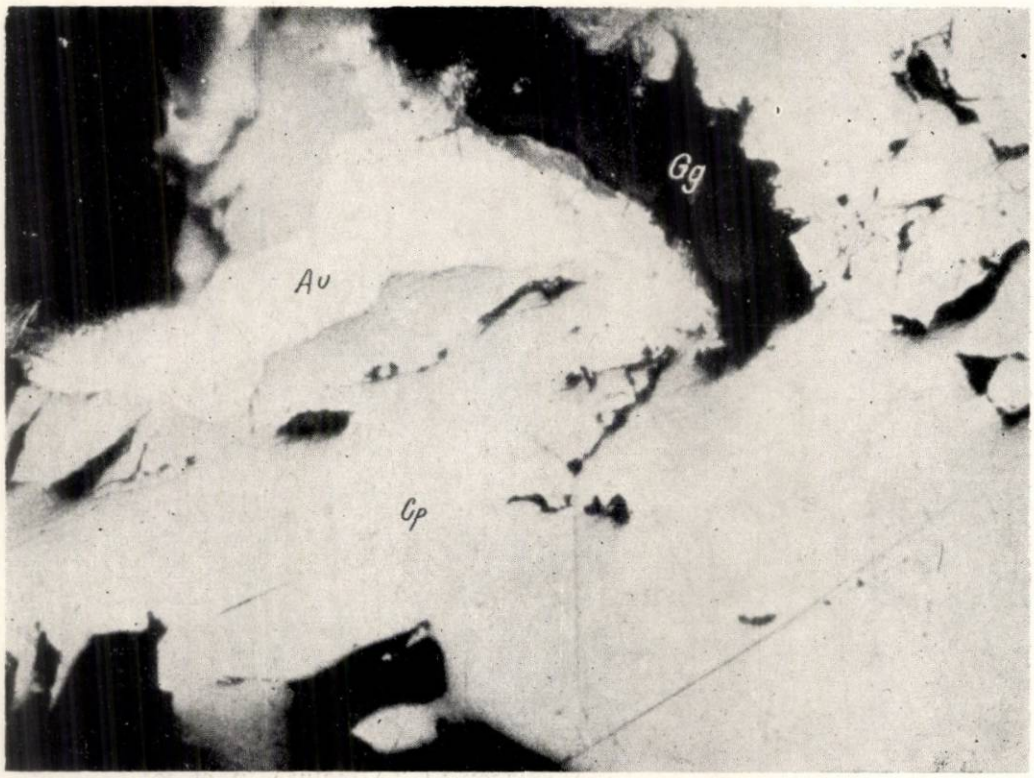


Fig. 27. — Grăunte de Aur (Au) bine dezvoltat, prins în calcopirită (Cp), la contact cu ganga (Gg). Mărire 200 x. Lumină naturală.

Fig. 28. — Cristal idiomorf de ilmenit (I) parțial transformat în rutil (R), prins în șist cristalin. P = pirită și Cp = calcopirită. Mărire 160x. Lumină naturală.

Fig. 29. — Pseudomorfoză de anataz (A) după ilmenit (I), înconjurat de grăunți de rutil (R) și de șist cristalin. Mărire 110 x. Lumină naturală.

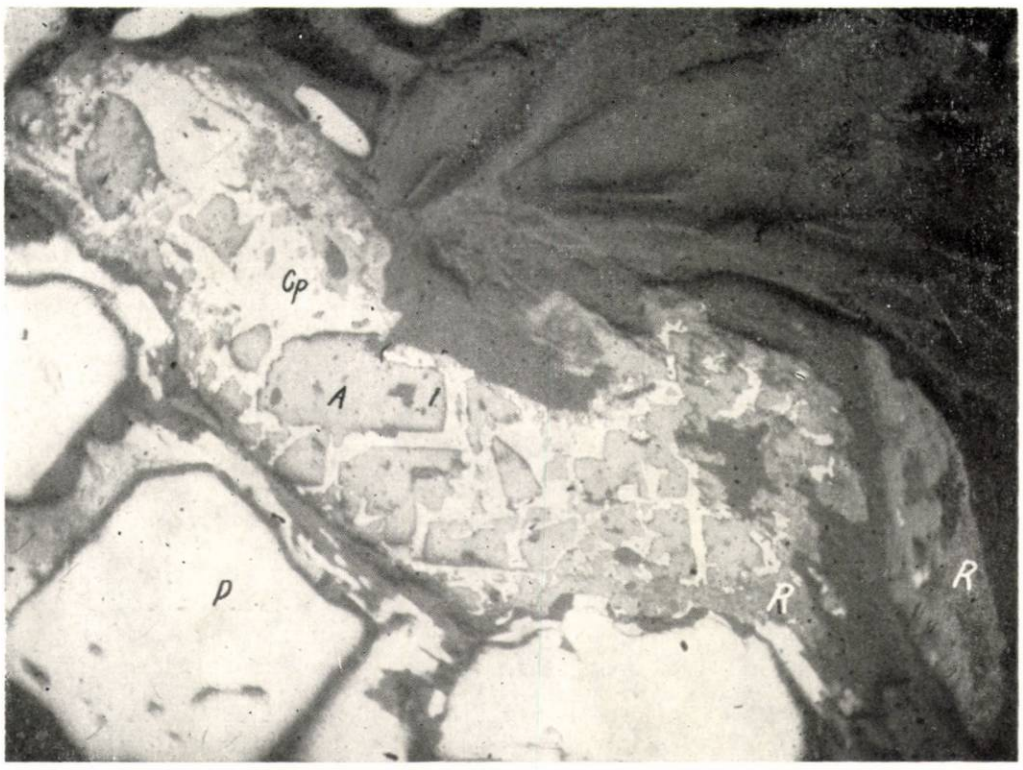


Fig. 30. — Grăunte de ilmenit (I) în curs de transformare în anataz (A) și rutil (R), înlocuit orientat de calcopirită (Cp). Pirită (P). Mărire 150 x. Lumină naturală.

LEGI DE DISTRIBUȚIE A CONCENTRAȚIEI ELEMENTELOR CHIMICE ÎN ROCI CARBONATICE
II. DOLOMITELE CRISTALINE DE LA BURU (MUNȚII APUSENI)

DE

V. IANOVICI

MEMBRU CORESPONDENT AL ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

și AL. DIMITRIU

55(05)

A fost cercetată natura statistică a distribuției concentrației SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, CaO și MgO în dolomitele cristaline de la Buru. S-a dovedit că distribuția concentrației elementelor chimice este guvernată de legea normală (sistem mono- sau multinormal) sau de legea lognormală, iar uneori ele constituie „distribuții intermediare".

În relație cu clasificarea Vișneakov s-a precizat chimismul acestor roci.

Importanța care se acordă în măsură tot mai mare cunoașterii legilor de distribuție a componenților chimici în roci la înțelegerea mai profundă și exactă a proceselor geochimice ne-a determinat să continuăm cercetările noastre în această problemă (1 — 4). Stabilirea legilor de distribuție se impune cu o deosebită însemnătate atît din punctul de vedere al cunoașterii și al inventarierii datelor privitoare la aceste legi, cît și sub aspectul de promovare a matematizării cercetărilor geochimice, una dintre trăsăturile caracteristice ale geochimiei moderne, știut fiind că aplicațiile metodelor statistico-matematice își deschid drum prin descoperirea legilor de distribuție.

Studiul de față cuprinde noi date asupra legilor de distribuție a concentrației elementelor chimice în rocile carbonatice, și anume în dolomitele cristaline de la Buru, cercetate aprofundat din punct de vedere geologic, mai ales în ultimul timp, pe baza lucrărilor miniere de conturare a rezervelor.

Rocile dolomitice de la Buru, situate în partea estică a Munților Apuseni, pe văile Ocolișel și Iara, în apropiere de confluența cu Valea Arieșului, apar intercalate în șisturile cristaline sub forma unor fîșii cu

St. și cerc. de geol., geof. și geogr., Seria geologie, t. 11, nr. 1, p. 105–113, București, 1966

direcția SV-NE. Uneori, în masa lor sînt incluse lentile de șisturi cristaline de mărimi variate. Împreună cu întreaga serie cristalină, ele au suferit un metamorfism regional mezozonal. În general, dolomitele sînt masive, în bancuri groase, albe sau cenușii, marmoreene, cu structură granoblastică și textură masivă. În unele puncte, ele sînt diaclazate puternic, diaclazele fiind cimentate cu umplutură de calcit. În perimetrul Buru-Ocolișel au fost delimitate în masa rocilor dolomitice lentile de calcar cristalin.

Valorile chimice folosite în studiul nostru provin de la lucrările de explorare executate de Comitetul Geologic (între anii 1954 și 1958) în perimetrele Ocolișel și Iara. Determinarea naturii statistice a distribuției componenților chimici s-a făcut în baza stabilirii distribuțiilor empirice și verificării prin criterii cantitative (χ^2 și asimetriei și excesului) a corespondenții lor cu legea teoretică de distribuție normală (sistem monobi și trinormal) sau legea lognormală luate ca ipoteză Ho (4).

Gruparea valorilor pe tipuri petrografice, folosind clasificarea Vișneakov în scopul obținerii de colectivități geochimice omogene, a permis totodată determinarea frecvenței tipurilor petrografice de roci carbonatice în zăcămînt, conducînd astfel la o imagine de ansamblu asupra chimismului dolomitelor de la Buru. Înainte de a fi prezentate legile de distribuție a componenților chimici, care au fost stabilite pentru fiecare tip petrografic în parte, ne vom opri asupra caracteristicilor chimismului acestor roci în relație cu proiecția Vișneakov.

Pentru a se evidenția mai bine trăsăturile esențiale ale chimismului au fost folosite unele mărimi statistice. Astfel, în reprezentarea zonei din triunghi în care s-au proiectat cele mai multe valori (fig. 1, zona hașurată) s-au figurat frecvențele relative cu care se întîlnesc valorile în cuprinsul unei suprafețe elementare ce acoperă suprafața triunghiului de un număr întreg de ori. Drept suprafață elementară s-a luat un triunghi echilateral a cărui suprafață este de 0,01% din suprafața triunghiului folosit ca bază de proiecție. Pentru ca reprezentarea să fie sugestivă și să evidențieze particularitățile chimismului acestor roci s-a adoptat o legendă în hașuri de diferite geometrii și grosimi, a căror întunecare să fie proporțională cu o scară a frecvențelor aleasă convenabil situației noastre. Reprezentarea prin tente hipsometrice nu ne-a dat încă rezultate satisfăcătoare.

Modul acesta de reprezentare prin cîmpuri de egală frecvență are avantajul că elimină erorile care însoțesc reprezentările prin linii de egală frecvență în cazurile în care valorile proiectate ocupă poziții din imediata vecinătate a laturilor triunghiului. Erorile sînt datorate faptului că, prin deplasarea șablonului de măsurare (un hexagon regulat), valorile plasate limitrof sînt numărate diferit (o dată sau de două ori) sau chiar niciodată (cazul valorilor situate în colțurile triunghiului), pe cînd cele mai îndepărtate de laturi sînt numărate de trei ori.

Altă mărime statistică folosită o constituie frecvența cazurilor pe secțiuni din triunghiul Vișneakov, adică frecvența cu care ocură în zăcămînt tipurile petrografice de roci carbonatice (tabelul nr. 1).

Din examinarea materialului grafic (fig. 1 și 2) și a datelor din tabelul nr. 1 rezultă că în zăcămîntul Buru predomină aproape în egală

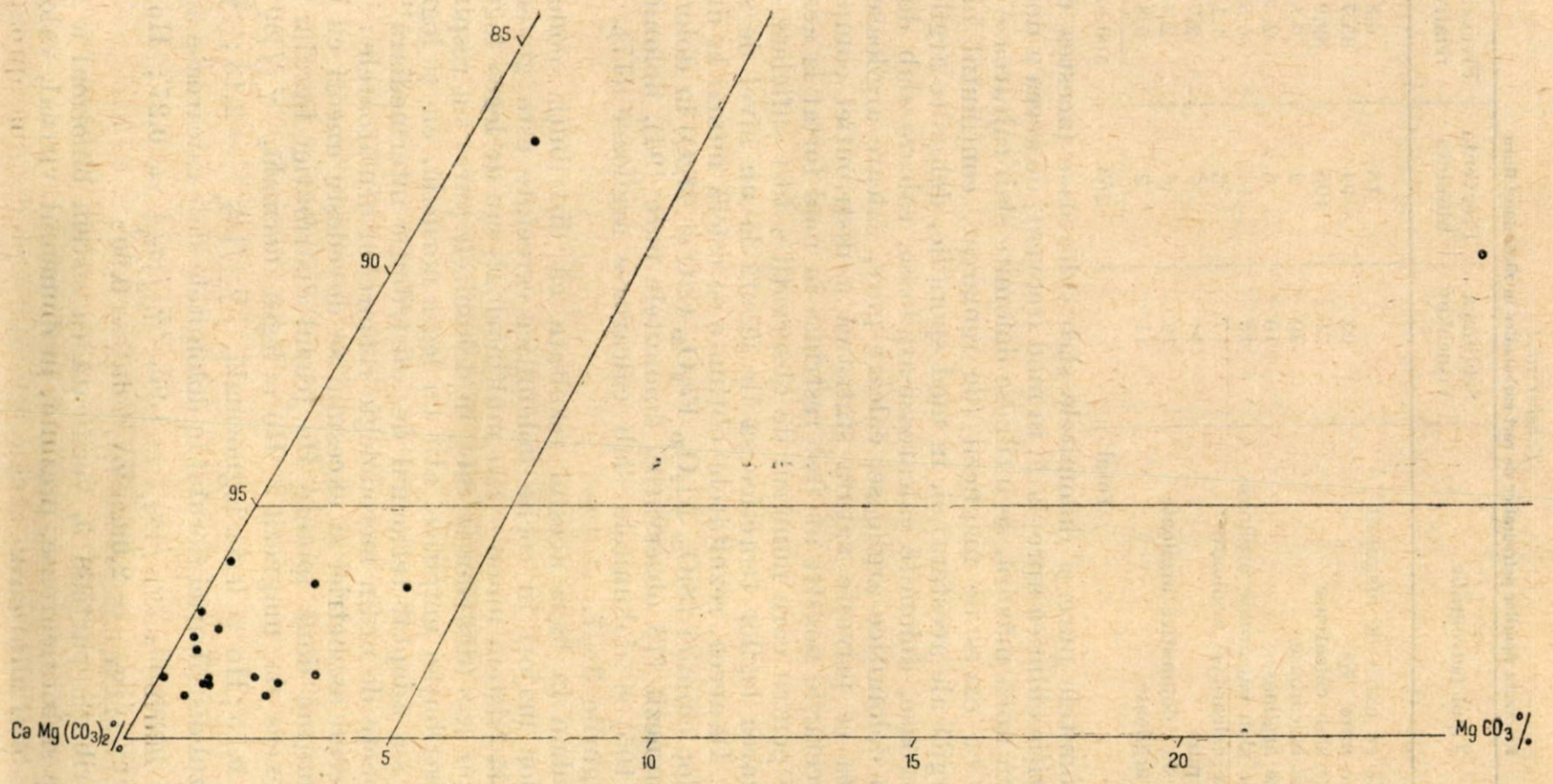


Fig. 2. — Proiecţia ternară dolomit-magnezit — (insolubil + R_2O_3) a rocilor dolomitice de la Buru.

Tabelul nr.1

Frecvenţa tipurilor petrografice de roci carbonatice în zăcămîntul Buru

Tipul petrografic	Secţiunea Vişneakov	Frecvenţa absolută	Frecvenţa relativă
Dolomite cu exces de magnezit	—	18	6,8
Dolomite pure	22	94	35,7
Dolomite slab calcaroase	21	105	39,9
Dolomite calcaroase	20	2	0,8
Dolomite argiloase	19	6	2,3
Dolomite slab calcaroase argiloase	18	17	6,5
Dolomite calcaroase argiloase	17	3	1,1
Calcare pure	14	7	2,7
Calcare slab dolomitice argiloase	12	6	2,3
Calcare argiloase	11	2	0,8
Total		263	100,0

măsură dolomitele pure şi dolomitele slab calcaroase (acestea din urmă cu o compoziţie chimică apropiată, în mod frecvent, de aceea a dolomitelor pure) şi că în mică măsură, se întîlnesc dolomite slab calcaroase argiloase şi dolomite cu exces de magnezit (de remarcat, conţinutul în general scăzut în argilă ale acestora) şi, în mod sporadic, dolomite argiloase, dolomite calcaroase, dolomite calcaroase-argiloase, calcare slab dolomitice, calcare slab dolomitice argiloase, calcare pure, calcare argiloase.

În ceea ce priveşte natura statistică a distribuţiei componenţilor chimici, cercetările noastre au fost restrînse în mod forţat la acele tipuri petrografice pentru care numărul de observaţii a fost suficient de mare, încît acceptarea legilor teoretice să fie făcută la un nivel de siguranţă satisfăcător. De aceea, rezultatele obţinute se referă numai la distribuţia componenţilor chimici (SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, CaO şi MgO) în dolomitele cu exces de magnezit (18 observaţii), dolomitele pure (94), dolomitele slab calcaroase (105) şi dolomitele slab calcaroase argiloase (17). Ele sînt redate în figurile 3—7.

Conchidem în baza acestor rezultate că distribuţia concentraţiei componenţilor majori în rocile dolomitice cercetate este guvernată de legea normală (sistem mono— sau multinormal) sau de legea lognormală. Într-un singur caz (distribuţia SiO_2 în dolomitele pure) s-a respins corespondenţa distribuţiei empirice, atît cu legea normală, cît şi lognormală, pentru care s-a adoptat termenul de „distribuţie intermediară".

Ca aspecte de ordin metodologic remarcăm următoarele :

a) criteriul asimetriei şi excesului se dovedeşte uneori cu o putere scăzută, admiţînd două ipoteze Ho (cazul distribuţiei fierului în dolomitele cu exces de magnezit : Ho = legea normală, $|\bar{\gamma}_1| / |\sigma_{\bar{\gamma}_1}| = 2{,}34$ $|\bar{\gamma}_2| / |\sigma_{\bar{\gamma}_2}| = 0{,}75$; Ho = legea lognormală, $|\bar{\gamma}_1| / |\sigma_{\bar{\gamma}_1}| = 2{,}13$; $|\bar{\gamma}_2| / |\sigma_{\bar{\gamma}_2}| = 1{,}12$ şi cazul distribuţiei fierului în dolomitele slab calcaroase argiloase : Ho = legea normală, $|\bar{\gamma}_1| / |\sigma_{\bar{\gamma}_1}| = 1{,}90$, $|\bar{\gamma}_2| / |\sigma_{\bar{\gamma}_2}| = 0{,}27$; Ho = legea lognormală, $|\bar{\gamma}_1| / |\sigma_{\bar{\gamma}_1}| = 2{,}09$, $|\bar{\gamma}_2| / |\sigma_{\bar{\gamma}_2}| = 0{,}90$;

b) distribuţia parţială *b*, verificată ca sistem binormal a siliciului în dolomitele slab calcaroase, prezintă, în domeniul virtual, valori negative ale variabilei aleatoare.

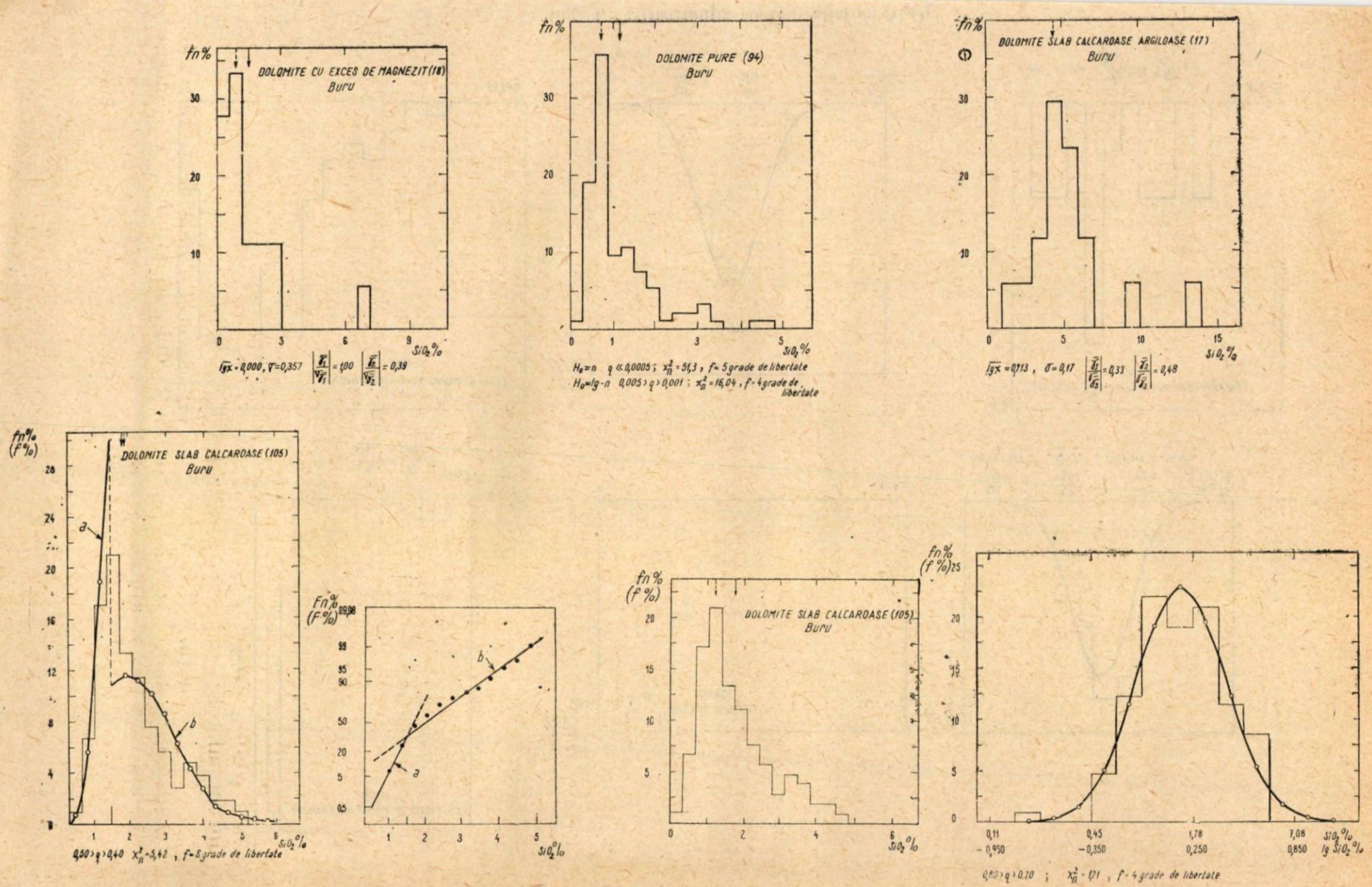


Fig. 3. — Distribuţia concentraţiei de SiO_2.

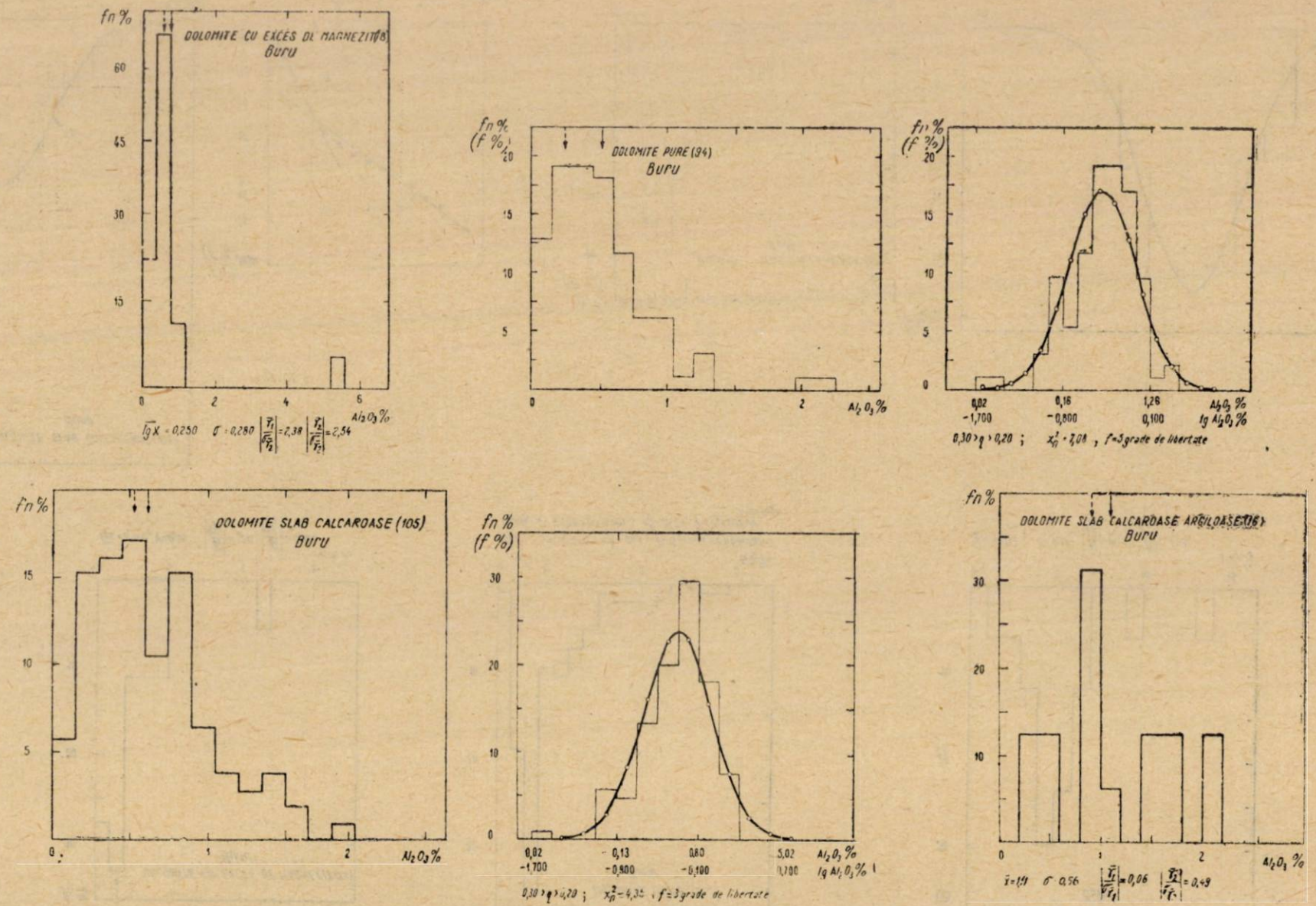


Fig. 4. — Distribuția concentrației de Al_2O_3.

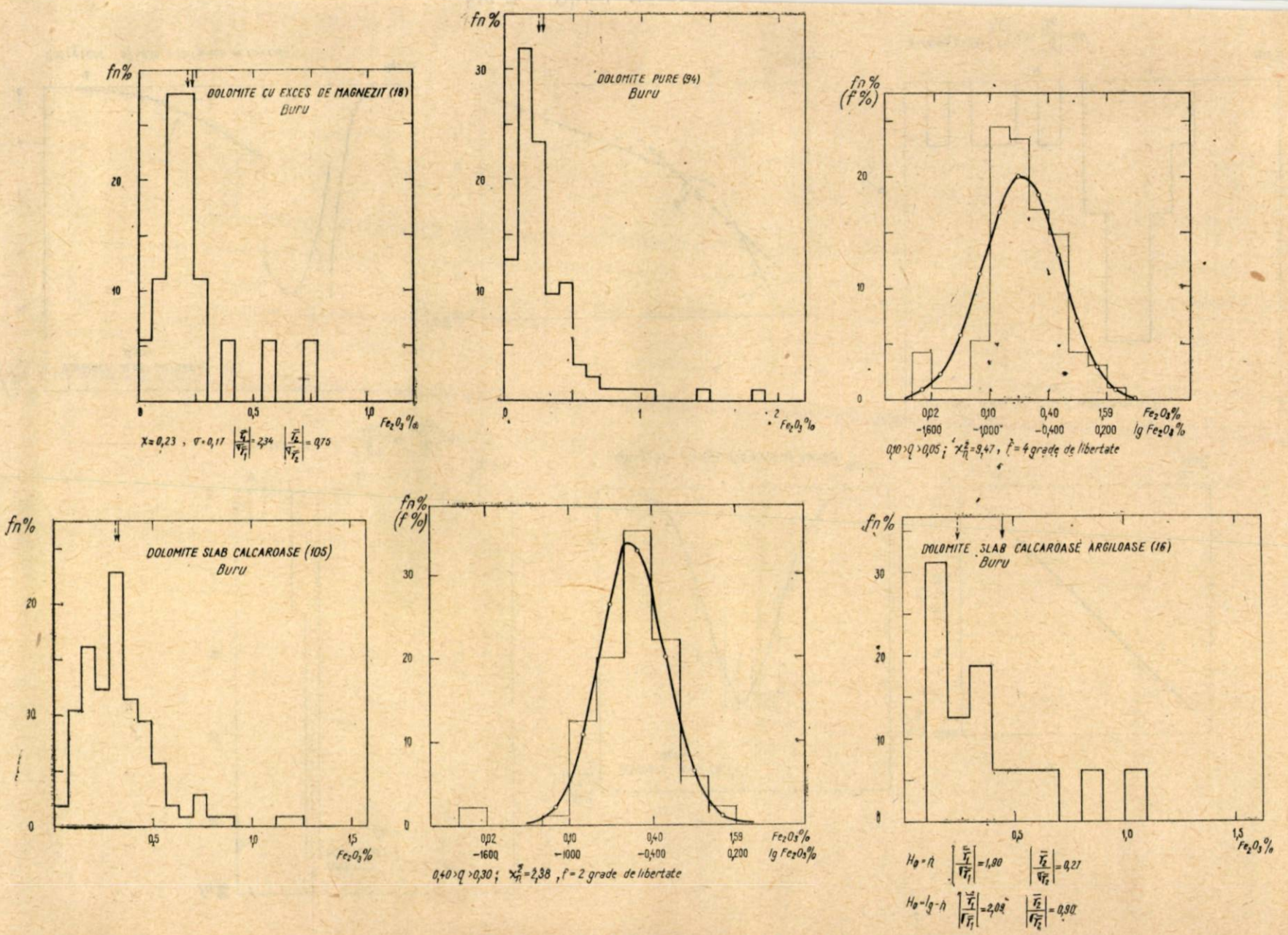
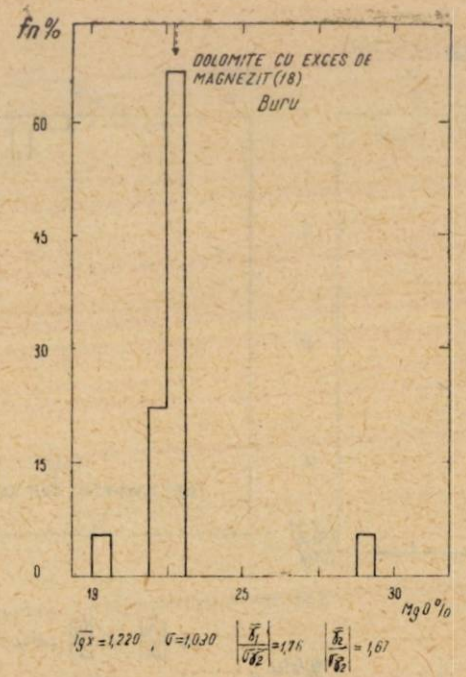
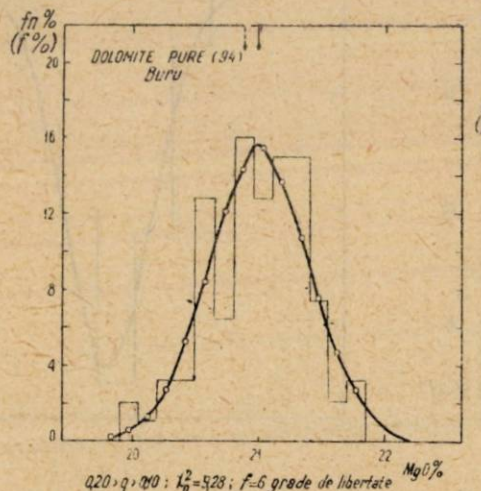
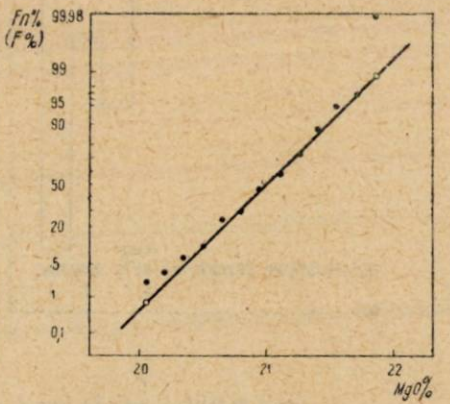
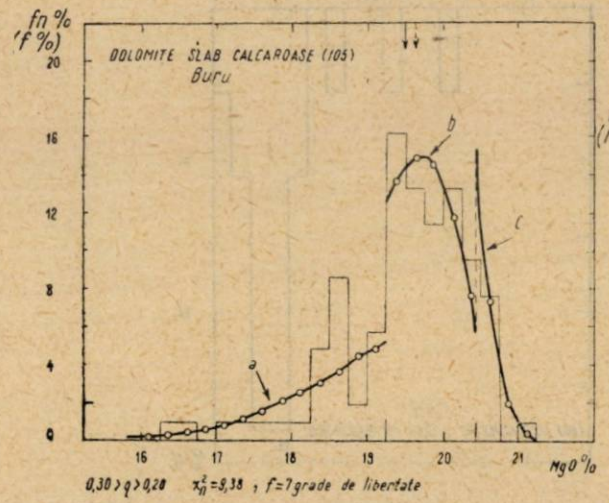


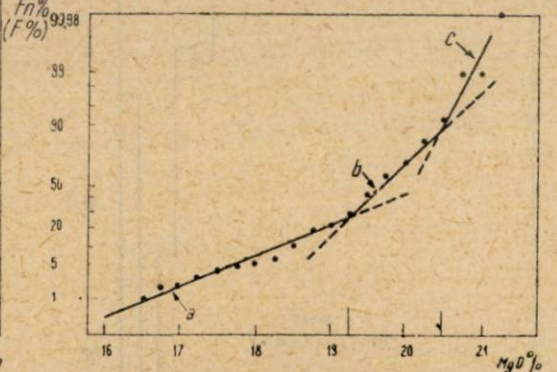
Fig. 5. — Distribuţia concentraţiei de Fe_2O_3.











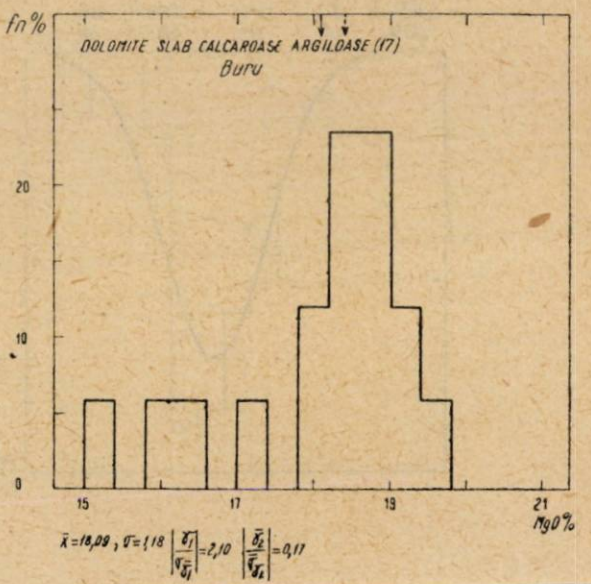


Fig. 7 — Distribu[illegible]

BIBLIOGRAFIE

1. Savul M. și Ianovici V., *Chimismul calcarelor și dolomitelor din Carpații Orientali*, St. și cerc. de geol., 1959, **IV**, *1*, 37—57.
2. — *Chimismul rocilor dolomitice de la Hunedoara*, St. și cerc. de geol., 1959, **IV**, *1*, 59—83.
3. — *Geochimia elementelor majore în rocile carbonatice din R.P.R.*, St. și cerc. de geol., 1961, **VI**, *1*, 121—135.
4. Ianovici V. și Dimitriu Al., *Legi de distribuție a concentrației elementelor chimice în roci carbonatice*, St. și cerc. de geol., 1965, **X**, *1*, 129—159.

Institutul de geologie și geografie
al Academiei Republicii Socialiste România
și Comitetul de Stat al Geologiei

Primit în redacție la data de 7 februarie 1966

STUDIUL GEOLOGIC ȘI GEOCHIMIC AL ZĂCĂMINTELOR DE MANGAN DADU ȘI COȘNA (CARPAȚII ORIENTALI)

DE

V. IANOVICI

MEMBRU CORESPONDENT AL ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA,

AL. DIMITRIU și CORNELIU IONESCU

55(05)

Acumulările de mangan și fier din zona Dadu și Coșna (cristalinul Bistriței) sînt studiate din punct de vedere stratigrafic, petrografic, structural și geochimic dînd posibilitatea stabilirii genezei minereului. Fundamentarea concluziilor s-a făcut prin criterii statistico-matematice.

Rocile cu mangan din cristalinul văii Bistriței Aurii au făcut obiectul a numeroase studii mineralogico-petrografice și geologico-economice, efectuate de B r u n o W a l t e r (21), P. P o n i (13), V. B u ț u r e a n u (2), T. N e c u l a u (12), R. M o g î l n i k i (11), H. Q u i r i n g (14), M. S a v u l (18) și alții. Începînd din anul 1956, studii sistematice și amănunțite privind chimismul și originea rocilor cu mangan din cristalinul Bistriței au fost executate de M. S a v u l și V. I a n o v i c i (7,19,20).

În ultimul timp, în cristalinul Bistriței Aurii, în zona Muntelui Dadu și în vecinătatea comunei Coșna au fost puse în evidență zone noi de roci cu mangan [1].

Pe baza lucrărilor de prospecțiune și explorare, executate de Comitetul Geologic, s-a dovedit că minereul de mangan apare în două nivele stratigrafice sub formă de lentile cu grosimi de 4 — 40 m în zona Dadu și pînă la 5 m în perimetrul Coșna.

---

[1] C o r n e l i u I o n e s c u, *Structura zonelor manganifere din regiunile Cîrlibaba (Muntele Dadu) și Coșna*, comunicare susținută în ședința din 19 decembrie 1963 la a III-a Sesiune de comunicări științifice a Intreprinderii de Prospecțiuni (Sub tipar).

STRATIGRAFIA ZONEI MANGANIFERE

Cercetările efectuate asupra stratigrafiei şi structurii cristalinului văii Bistriţei Aurii au stabilit existenţa a două serii metamorfice distincte : mezometamorfică şi epimetamorfică [2].

Peste seria mezometamorfică s-au depus formaţiuni sedimentare transgresive, roci eruptive şi piroclastice. În urma unei noi faze de cutare şi metamorfism, seria mezometamorfică a fost parţial retromorfozată, iar formaţiunile mai noi au dat naştere seriei epimetamorfice.

Pentru caracterul transgresiv al seriei epimetamorfice şi, implicit, pentru o nouă fază de cutare şi metamorfism pledează discordanţele stratigrafice dintre cele două serii (peste seria mezometamorfică se găsesc termeni superiori ai seriei epimetamorfice), prezenţa conglomeratelor din partea inferioară a seriei epimetamorfice, în care sînt remaniate elemente din fundament, caracterul retromorf al seriei mezometamorfice etc. (9).

Procese geologice asemănătoare au fost puse în evidenţă şi în Carpaţii Meridionali. Marcela Dessila Codarcea (4), în urma cercetărilor întreprinse în regiunea Răşinari-Cisnădioara-Sadu (Carpaţii Meridionali), a pus în evidenţă existenţa unor discordanţe care au condus la separarea unor serii cristalofiliene diferite, atît în ce priveşte vîrsta materialului primar, cît şi epoca de cutare şi metamorfism care a transformat acest material în şisturi cristaline.

Orizontările făcute în cadrul seriei epimetamorfice a cristalinului Bistriţei Aurii au condus la separarea a trei complexe : complexul inferior, mediu şi superior.

Complexul inferior (complexul cuarţitelor şi al şisturilor silicioase manganifere) apare bine dezvoltat în partea sudică a regiunii, în bazinele văilor Deaca, Puiu şi Coşna şi, cu extindere mai mică, în apropierea comunei Cîrlibaba, în zona axială a anticlinalului Dadu. În cadrul acestui complex au fost separate două orizonturi stratigrafice : orizontul şisturilor blastopsefitice-blastopsamitice şi orizontul manganifer.

Obiectul acestei lucrări fiind studiul geologic şi geochimic asupra zăcămintelor de mangan de la Coşna şi Dadu, descrierea stratigrafică o vom limita la orizontul manganifer.

Stratigrafic, s-a constatat că în cadrul orizontului manganifer (fig. 1), peste nivelul rocilor terigene, situate în bază, reprezentate prin şisturi cuarţito-clorito-sericitoase şi şisturi clorito-sericitoase, urmează nivelul şisturilor grafitoase cu intercalaţii de şisturi verzi. Acest nivel este constituit din roci epimetamorfice provenite prin metamorfozarea unor formaţiuni sedimentare terigene cu intercalaţii de roci bazice, tufuri şi tufite bazice.

Petrografic, în cadrul şisturilor verzi se deosebesc : şisturi cloritoase, şisturi cloritoase cu calcit şi epidot şi şisturi clorito-sericitoase cu albit. În continuare, în succesiune normală, urmează nivelul manganifer infe-

[2] V. Ianovici şi Corneliu Ionescu, *Structura şi stratigrafia şisturilor cristaline din regiunea Izvoarele Ţibăului-Valea Coşna*. Acest volum p. 77—90.

BLOCDIAGRAMA ZONEI MANGANIFERE DADU

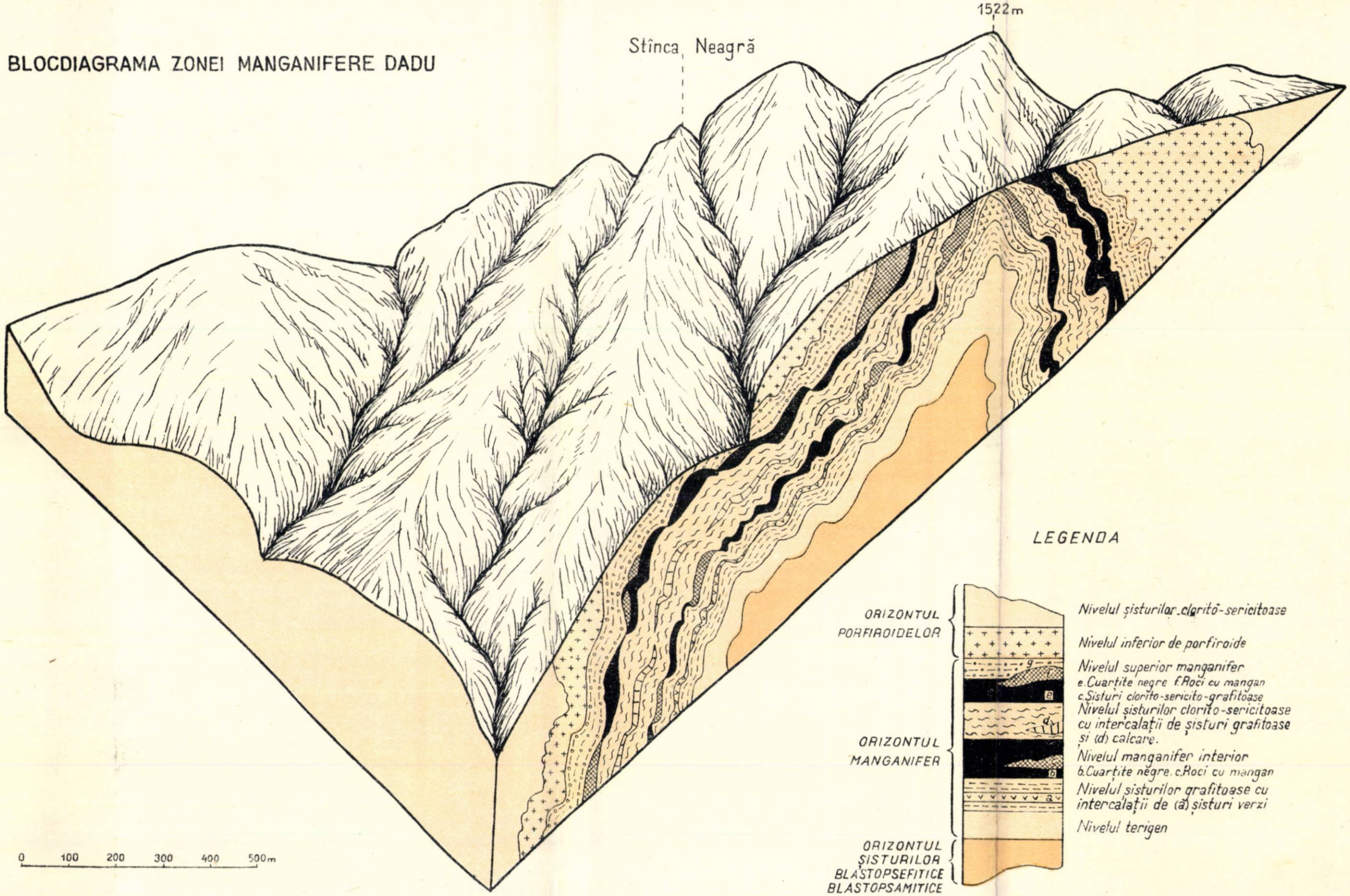


Fig. 1

rior alcătuit din cuarţite negre şi roci cu mangan. Nivelul următor, al şisturilor clorito-sericitoase cu intercalaţii de şisturi grafitoase şi şisturi calcaroase, suportă nivelul manganifer superior constituit din cuarţite negre şi roci cu mangan. Peste cuarţitele negre cu minereu de mangan se găsesc şisturi clorito-sericitoase, care suportă nivelul inferior de porfiroide al complexului mediu.

CONSIDERAŢII SEDIMENTOLOGICE ŞI STRUCTURALE

Atît în sectorul Muntelui Dadu, cît şi în regiunea Coşna, minereul de mangan este situat în cadrul a două nivele stratigrafice. Orizontul manganifer Dadu apare la zi, în urma îndepărtării prin eroziune a formaţiunilor cristaline din zona axială a anticlinalului Cîrlibaba — Dadu, care se afundă cu pînă la 14° către NV. În consecinţă, orizontul manganifer spre NV este acoperit de depozitele cristaline din orizonturile superioare. În sectorul Dadu, unde ne găsim într-o zonă de maximă ridicare axială, valoarea plonjării descreşte şi ajunge la zero. Axial, către SE, anticlinalul Cîrlibaba — Dadu a suferit o serie de afundări şi ridicări axiale pînă în jurul localităţii Iacobeni. Ca o consecinţă a acestor ridicări şi afundări axiale, cît şi a numeroaselor falii dispuse în trepte, orizontul manganifer din versantul stîng al văii Bistriţei Aurii este fragmentat într-o serie de blocuri deplasate între ele. Cu tot acest aspect discontinuu, în blocurile deplasate se menţine cu strictețe poziţia stratigrafică a celor două nivele de roci cu mangan. Paralel cu aliniamentul manganifer Dadu — Iacobeni se găseşte zona manganiferă Coşna, care aflorează în axele anticlinale ale unor cute înclinate spre vest la distanţa de circa 20 km de zăcămîntul de la Dadu.

În cele două nivele manganifere, atît macroscopic, cît şi microscopic, se recunoaşte caracterul ritmic al depunerii materialului primar. Microscopic, se constată că nivelele manganifere sînt alcătuite din alternanţe de microritmuri complete şi microritmuri incomplete.

Microritmurile complete, în funcţie de granoclasarea materialului primar şi a transformării suferite în urma metamorfismului, sînt constituite din cuarţite grafitoase cu oxizi de mangan şi de fier, şisturi cuarţitice cu oxizi de mangan şi de fier şi şisturi clorito-sericito-grafitoase cu oxizi de fier şi de mangan.

Unele microritmuri incomplete sînt alcătuite preponderent din minereu de mangan, iar altele din cuarţite cu oxizi de mangan şi de fier.

Între cele două nivele manganifere, în care procesul de depunere ritmică a materialului primar este asemănător, se află nivelul constituit din şisturi cuarţito-clorito-grafitoase, şisturi clorito-cuarţito-sericito-grafitoase şi şisturi clorito-sericitoase. În acest nivel, care are grosimi de peste 10 m, se află intercalat un strat discontinuu de şisturi calcaroase slab grafitoase cu grosimi de pînă la 2 m.

Prezenţa nivelului cu şisturi calcaroase între cele două nivele manganifere demonstrează că a existat o perioadă în care compoziţia soluţiilor coloide care au venit de pe continent a suferit variaţii impor-

tante în ceea ce privește salinitatea și valorile pH și Eh. Se pot explica aceste schimbări ale condițiilor de sedimentare prin schimbarea direcției curenților și deci prin aportul unei alte surse de material primar.

Procesele ulterioare de cutare și metamorfism au dus la recristalizarea materialului primar. Marland P. Billings (1) subliniază că, în condiții de presiune diferențială, conform principiului lui Riecke, soluțiile din porii rocilor dizolvă acea porțiune de cristal care se află sub presiunea cea mai mare. În același timp are loc o creștere în acele porțiuni ale cristalului supuse la cea mai mică presiune. În acest fel, granula își schimbă forma. În cazul în care toate cristalele din corpul unei roci sînt afectate în mod uniform, atunci toată masa își va schimba forma.

În cazul metamorfozării formațiunilor manganifere din cristalinul Carpaților Orientali se constată că deformarea plastică și recristalizarea au avut loc simultan, ceea ce a dus în mare măsură la deformarea plastică a formațiunilor. În timpul metamorfismului și, inclusiv, al cutării, stratele au alunecat unele peste altele, fiecare dintre ele suferind o deformare plastică. Rocile solide de pe marginea cutelor, respectiv de pe flancurile anticlinale au suferit procesul de curgere și de concentrare înspre zonele axiale. Astfel, atît în zona Coșna, cît și în zona Dadu se constată că, atît nivelele manganifere, cît și celelalte formațiuni, printre care și porfiroidele, au căpătat grosimi mai mari în zonele anticlinale, subțiindu-se pe flancuri, pe înclinare, către axele sinclinalelor (fig. 1). În timpul alunecării diferitelor strate unele peste altele au luat naștere pe flancurile anticlinalelor Dadu și Coșna o serie de cute concordante de antrenare, însoțite de microcute milimetrice (pl. I, fig. 5). În același timp, stratele mai casante, în cazul nostru nivelele manganifere alcătuite în mare parte din cuarțite, au suferit, în afară de procesul de concentrare, de îngroșare, către axele anticlinalelor, și procesul de budinare, care a constat dintr-o subțiere pînă la gîtuire și apoi o rupere de-a lungul unor fracturi de tensiune.

Ca un rezultat al mișcărilor diferențiale au luat naștere microcute concordante de antrenare, alcătuite dintr-un flanc scurt și unul mai lung, ale căror axe sînt paralele cu axele structurilor majore. În rocile cu mangan din zona Coșna, flancurile lungi ale microcutelor au lungimi de pînă la 10 cm, iar în zona Dadu, aceleași flancuri au lungimi pînă la 1,5 m. Studiul microcutelor ne-a dat posibilitatea să determinăm chiar pe teren tipul de flanc (flanc normal sau flanc invers).

În urma măsurătorilor de liniații după minerale micacee și de liniații de microcute au fost determinate direcțiile structurilor majore și direcția plonjării structurilor.

Cu ajutorul măsurătorilor de elemente microstructurale s-a reușit să se ajungă la concluzia că, în zona Dadu, se află un anticlinal înclinat spre NE și compartimentat, iar în zona Coșna, trei aliniamente de cute puternic înclinate spre SV.

În concluzie, în urma analizelor structurale efectuate, s-a constatat că în seria epimetamorfică din cristalinul Bistriței ne găsim în pre-

PLANȘA I — Microfotografii din zona zăcămintelor Dadu și Coșna.

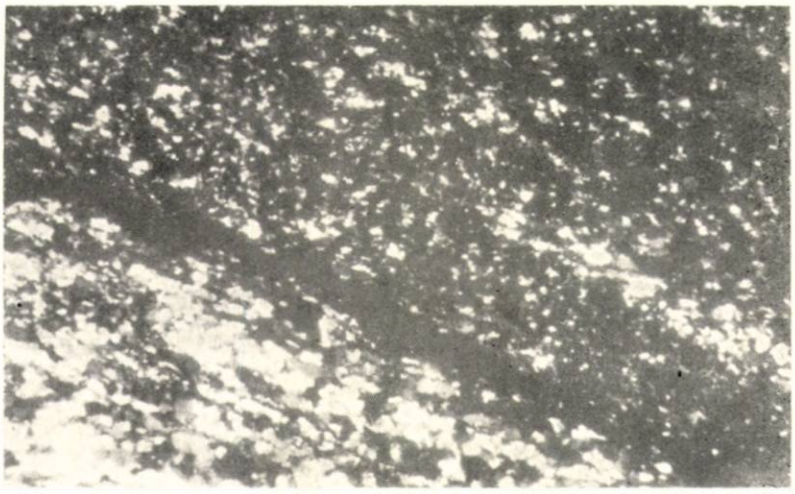


Fig. 2. — Sedimentație ritmică. Microritm incomplet cu minereu de mangan dispus peste un microritm de cuarțite cu oxizi de mangan și de fier. Zăcămîntul Coșna N +. × 10.

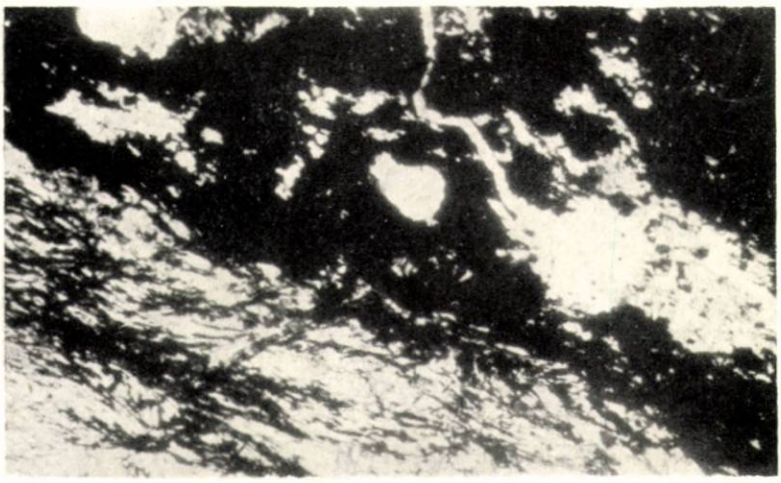


Fig. 3. — Sedimentație ritmică. Microritm incomplet cu minereu de mangan și de fier dispus peste un microritm complet (partea superioară). Zăcămîntul Dadu N ||. × 10.

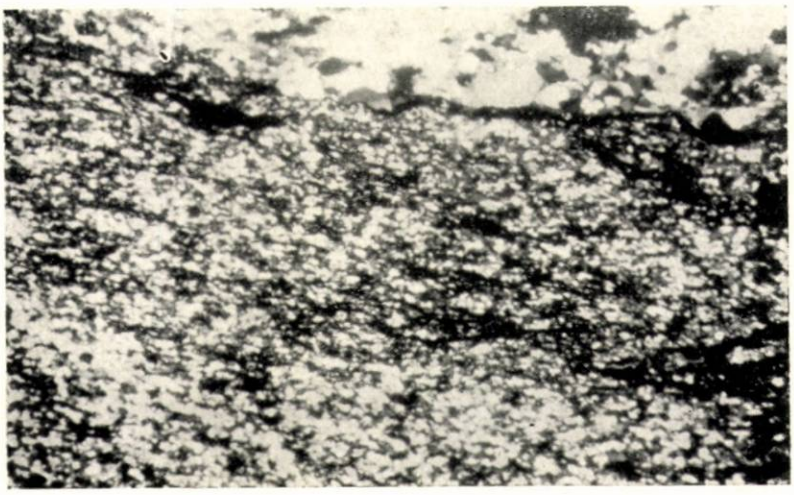


Fig. 4. — Sedimentație ritmică. Termenul inferior al unui microritm dispus peste termenul superior al unui microritm. Coșna N + . × 100.

PLANȘA I (continuare)

Fig. 5. — Microcute milimetrice Dadu. N +. × 10.

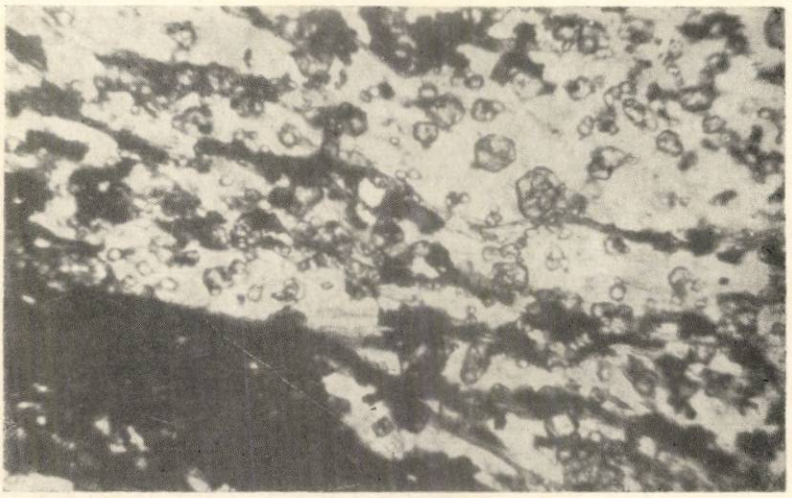


Fig. 6. — Cuarțit negru cu granați manganiferi și oxizi de mangan și de fier. Zăcămîntul Coșna. N +. × 10.

Fig. 7. — Șist verde. Coșna N +. × 10.

zența tipului de cutare similară (conform clasificării cutelor întocmite de M o r l a n d P. B i l l i n g s), care se caracterizează printr-o îngroșare a stratelor în zonele axiale ale anticlinalelor, în urma mișcărilor diferențiale.

GEOCHIMIA ZĂCĂMINTELOR MANGANIFERE

Pentru descifrarea proceselor geochimice care au condus la acumulări de mangan și fier în cadrul orizontului cuarțitelor negre manganifere au fost completate cercetările geologice cu date asupra chimismului minereului, prelucrate petrochimic și statistico-matematic. S-a dovedit că în cele două zăcăminte, cît și pentru fiecare nivel manganifer în parte, depunerea materialului primar a avut loc în același bazin de sedimentare, iar sursa a fost aproximativ aceeași. Unele deosebiri în chimism apar, în general, pe seama gradului diferit de alterare a minereului, de la un nivel la altul.

METODELE DE PRELUCRARE A VALORILOR CHIMICE

Cu prilejul lucrărilor de explorare a zăcămintelor Dadu și Coșna s-a făcut o probare sistematică prin brazde de 1—3 m, care a totalizat un număr de 239 de probe medii (zăcămîntul Dadu, nivelul I—21 de probe, nivelul II—171; zăcămîntul Coșna, nivelul I—18 probe, nivelul II—29). Probele au fost omogenizate și analizate chimic în privința conținutului în MnO_2, FeO și SiO_2, în laboratoarele Comitetului Geologic.

În vederea caracterizării variației generale a chimismului în relație cu principalii silicați de mangan și fier (rodonit, tephroit, fayalit) și termenii mai importanți ai seriei izomorfe siderit-rodocrozit, valorile chimice au fost recalculate proporțional, astfel ca suma lor să fie egală cu 100 și proiectate în triunghiul FeO :MnO : SiO_2, trasîndu-se apoi liniile de egală frecvență (fig. 8—13). Acest fel de diagrame au dovedit că dau posibilitatea să fie comparat chimismul unui zăcămînt oarecare cu chimismul altor zăcăminte și că se pot individualiza anumite cîmpuri din diagramă care să corespundă anumitor tipuri de zăcăminte de geneze deosebite (19), (20).

Prelucrările cele mai des folosite în acest studiu s-au obținut prin metode statistico-matematice. Considerînd că valorile chimice de analiză pentru fiecare nivel manganifer în parte din ambele zăcăminte constituie colectivități omogene, s-a procedat în cazul fiecărui component chimic, atît individual (MnO, FeO și SiO_2), cît și ca sumă (FeO + MnO) și raport (FeO/MnO) la determinarea naturii statistice a distribuției și la verificarea asemănării funcției lor de repartiție, a comparabilității chimismului minereului manganifer din cele două nivele și zăcăminte. De asemenea, au fost cercetate legăturile corelative liniare SiO_2 — MnO, SiO_2 — FeO și FeO — MnO pentru fiecare zăcămînt. Final, s-a verificat ipoteza asupra asemănării legăturilor corelative SiO_2 — MnO și FeO — MnO între zăcăminte.

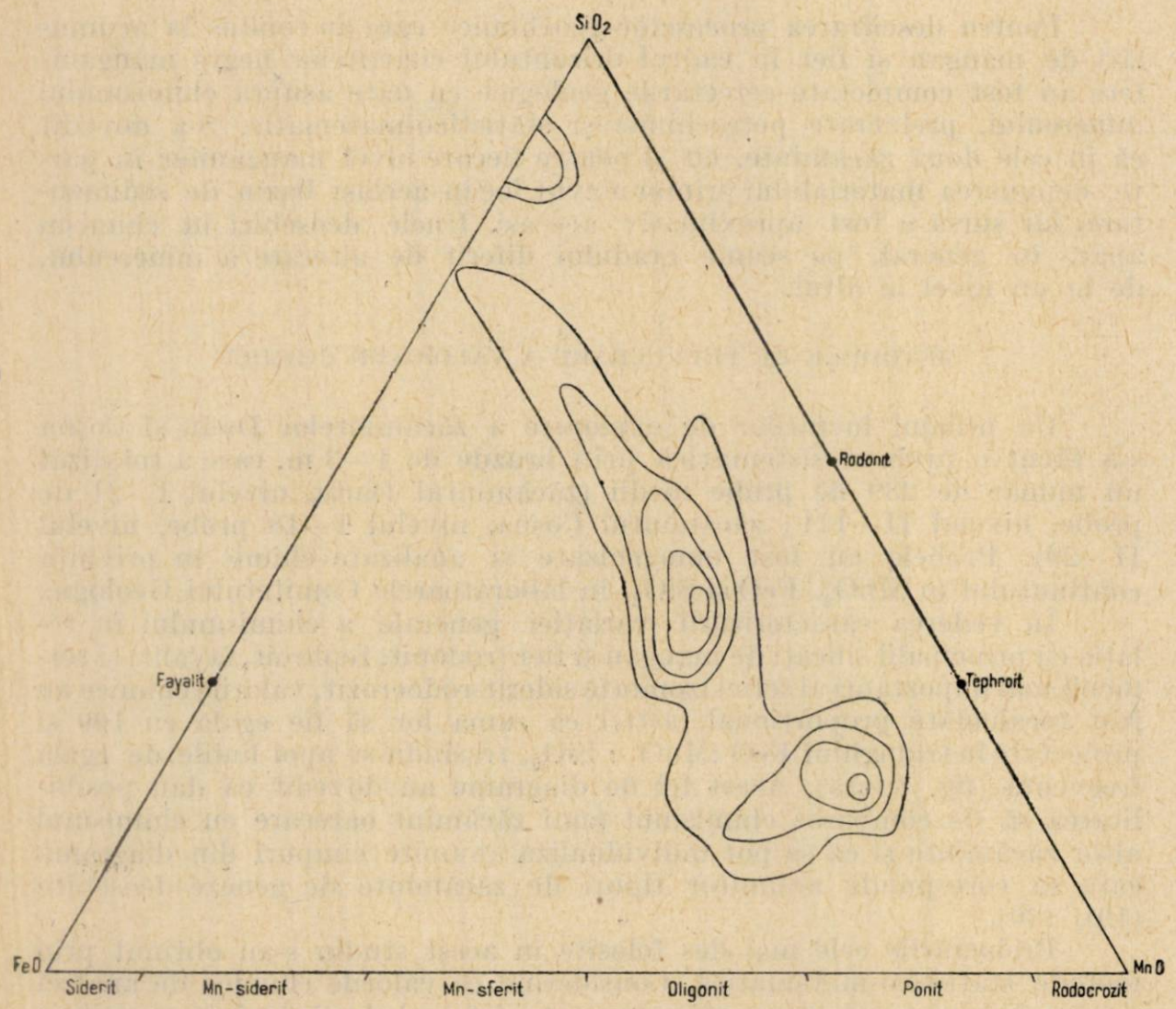


Fig. 8. — Proiecţia FeO :MnO :SiO_2 în cazul minereului manganifer din nivelul I de la Dadu
Izolinii : 1,5—3,0—4,5—6—7,5% (63 de cazuri).

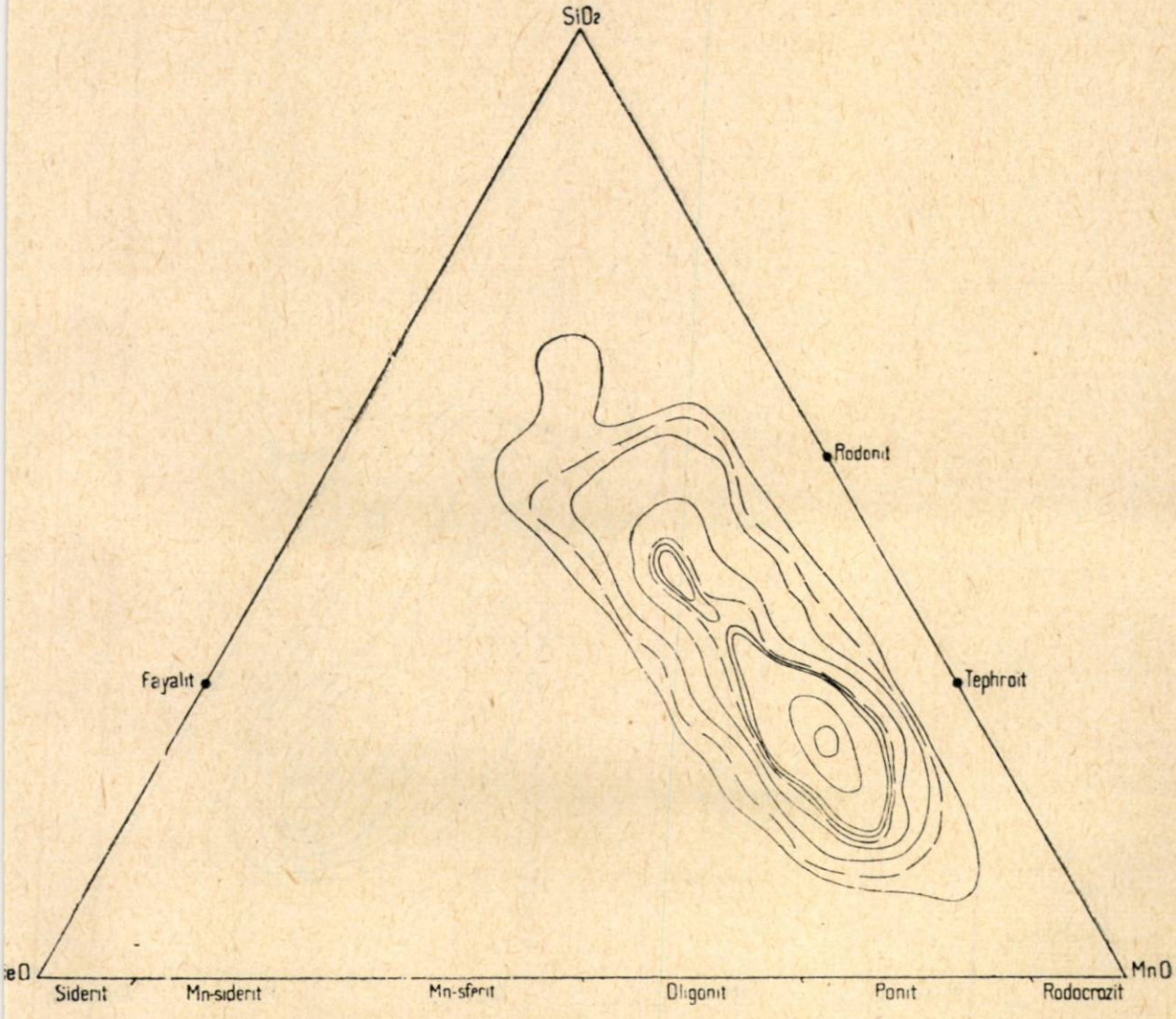


Fig. 9. — Proiecția FeO :MnO :SiO_2 în cazul minereului manganifer din nivelul II de la Dadu. Izolinii : (0,5)—1—1,5—2,5—(3,0)—3,5—4—5—5,5— > 6,5% (513 cazuri).

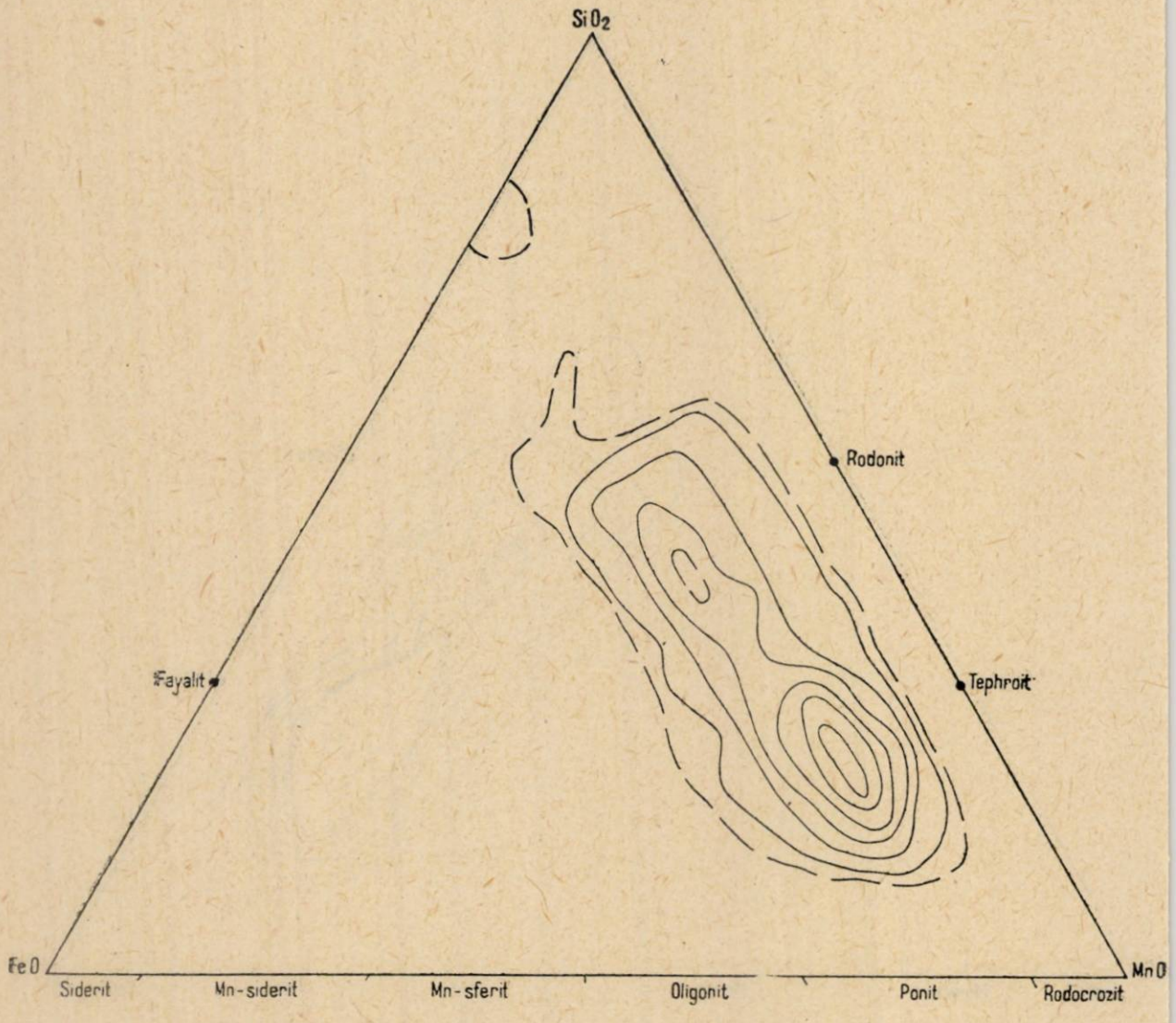


Fig. 10. — Proiecția FeO :MnO :SiO_2 în cazul minereului manganifer din nivelul I și nivelul II de la Dadu. Izolinii : (0,5)—1—2—3—(3,5)—4—5— $>$ 6% (576 de cazuri).

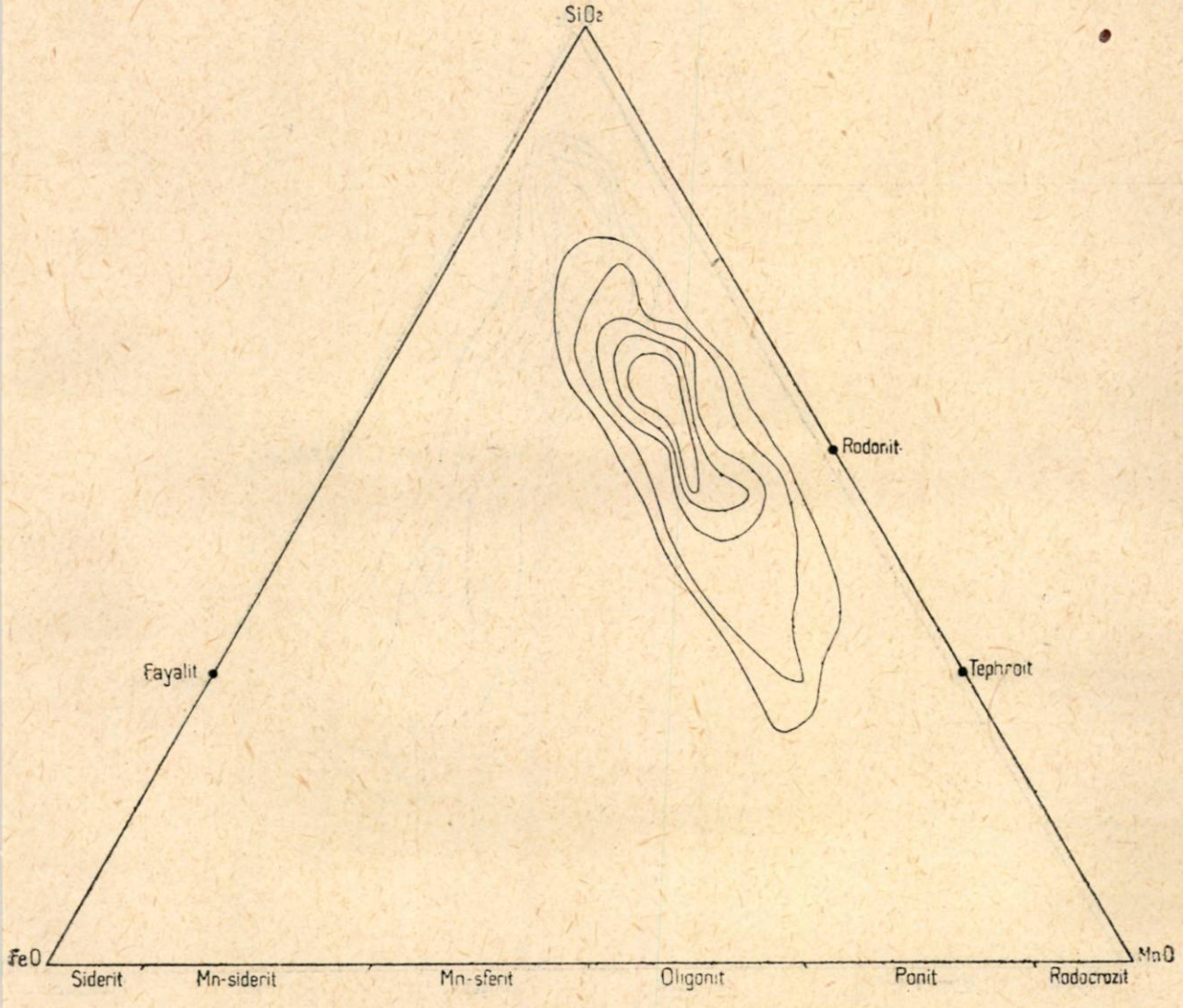


Fig. 11. — Proiecţia FeO : MnO :SiO_2 în cazul minereului manganifer din nivelul I de la Coşna. Izolinii : 2—4—6—8— > 10 % (54 de cazuri).

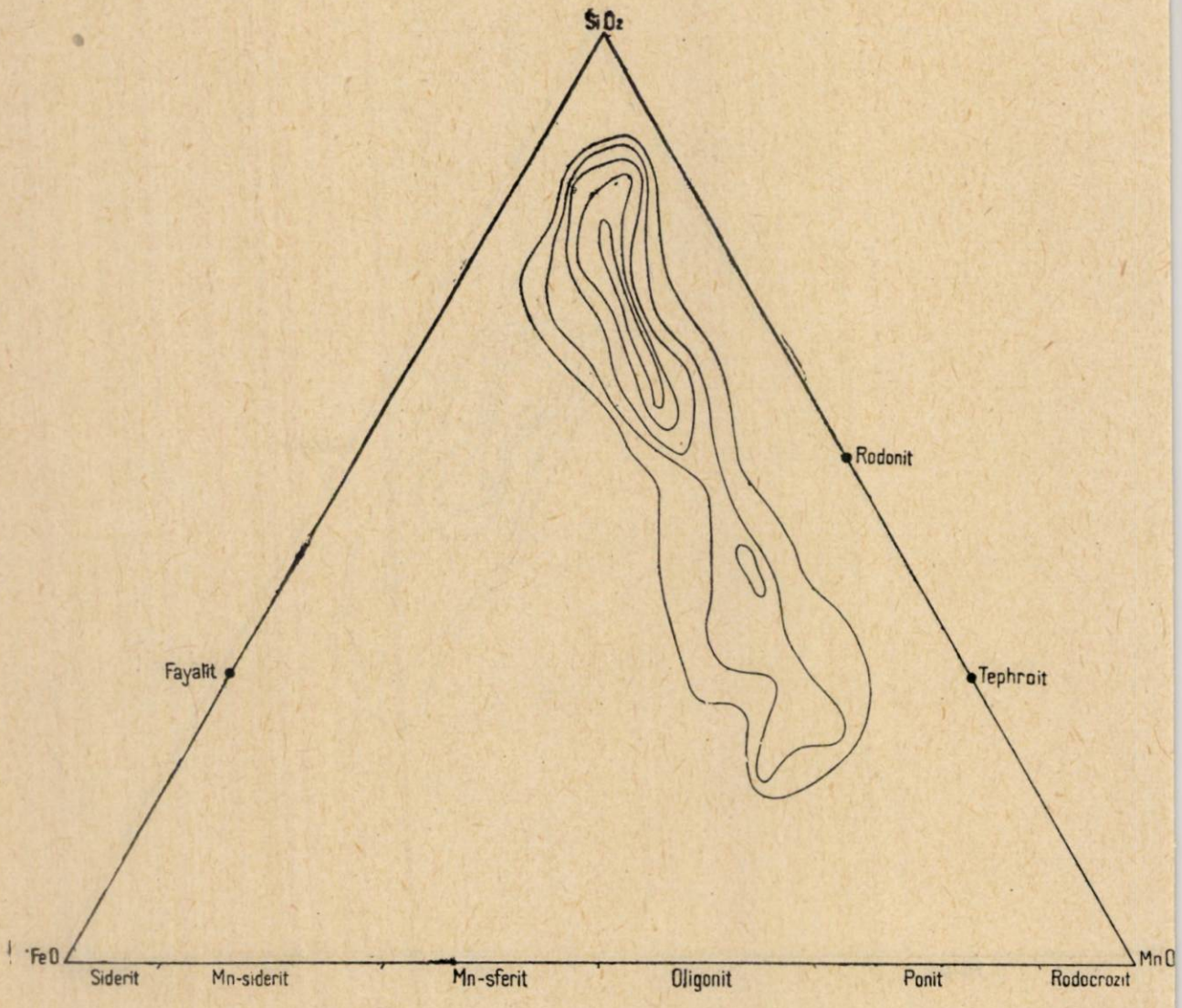


Fig. 12. — Proiecţia FeO :MnO :SiO_2 în cazul minereului manganifer din nivelul II de la Coşna. Izolinii : 1—2—3—4—> 5% (90 de cazuri).

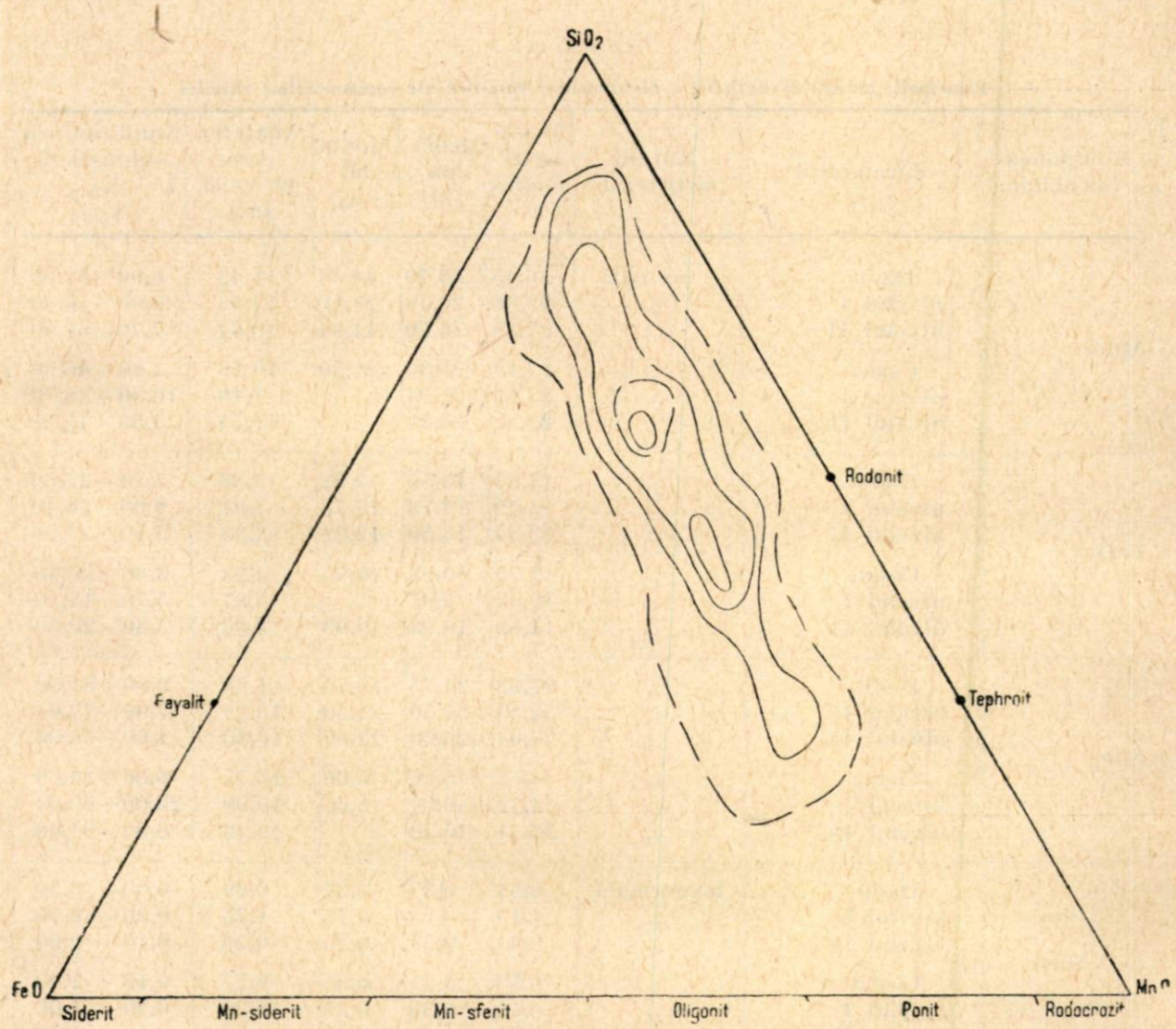


Fig. 13. — Proiecţia FeO :MnO :SiO_2 în cazul minereului manganifer din nivelul I şi nivelul II de la Coşna. Izolinii : (0,5)—2,0—3,5—5,0—(5,5)—> 6,5% (144 de cazuri).

Calculele pentru determinarea naturii distribuţiilor a constat în construirea histogramelor de frecvenţe fn% şi verificarea corespondenţei distribuţiei empirice cu distribuţia teoretică luată ca ipoteză Ho. În acest scop au fost folosite : criteriul cantitativ χ^2 a lui Pearson şi criteriul asimetriei şi excesului (8). Rezultatele obţinute sînt figurate în diagramele din figurile 14—18, iar principalii indicatori statistici ai distribuţiilor empirice în tabelul nr. 1[3].

Tabelul nr. 1

Principalii indicatori statistici a distribuţiilor empirice ale componenţilor chimici

Componentul chimic	Zăcămîntul	Natura distribuţiei	Media aritmetică ($\bar{x}$)	Mediana (m)	Modulul (m_0)	Abaterea medie patratică ($\sigma_{\bar{x}}$)	Amplitudinea împrăştierii $\lambda = X_{min} - X_{max}$
MnO	Dadu	normală	36,45	36,79	44,54	11,43	0,00—61,90
	nivelul I	„	29,60	28,40	28,50	14,46	0,00—56,80
	nivelul II	„	37,29	36,79	44,54	10,84	7,70—61,90
	Coşna	„	23,13	21,30	21,30	10,26	3,80—46,90
	nivelul I	„	23,63	21,94		7,19	10,30—38,70
	nivelul II	„	22,82	20,33		11,75	4,50—45,90
FeO	Dadu	„	13,67	13,50	12,22	3,88	5,10—27,00
	nivelul I	„	15,49	14,78	14,78	3,91	9,00—24,40
	nivelul II	„	13,44	13,50	12,22	3,83	5,10—27,00
	Coşna	„	11,75	10,93	10,93	3,23	3,80—20,50
	nivelul I	„	10,07	9,97		1,87	5,70—14,10
	nivelul II	„	11,82	10,93	10,93	3,66	3,80—20,50
SiO_2	Dadu	„	27,63	24,75	15,75	11,98	0,00—81,50
	nivelul I	„	32,43	31,50	24,50	18,24	7,00—77,00
	nivelul II	„	27,04	26,00	22,00	10,80	4,00—56,00
	Coşna	„	44,53	45,00	45,00	16,75	6,00—84,00
	nivelul I	„	44,74	46,00	46,00	10,90	20,00—60,00
	nivelul II	„	44,41	45,50		19,49	6,00—84,00
FeO/MnO	Dadu	lognormală	0,51	0,37	0,37	0,69	0,00— 6,50
	nivelul I	„	1,19	0,75	0,75	1,76	0,00— 6,50
	nivelul II	„	0,43	0,35	0,25	0,29	0,10— 2,00
	Coşna	„	0,53	0,45	0,35	0,27	0,10— 1,40
	nivelul I	„	0,45	0,35	0,35	0,20	0,20— 1,00
	nivelul II	„	0,60	0,45	0,35	0,30	0,10— 1,40
FeO+MnO	Dadu	normală	50,34	50,75	57,75	10,20	10,50—74,0
	nivelul I	„	47,06	45,75		15,50	10,00—70,50
	nivelul II	„	50,74	51,25	54,75	9,30	25,00—74,00
	Coşna	„	34,65	34,00	30,00	11,90	12,00—63,00
	nivelul I	„	34,65	31,25	31,25	7,40	20,00—52,50
	nivelul II	„	34,64	30,50	20,50	14,05	13,00—63,00

[3] Concluziile rezultate prin aplicarea criteriilor cantitative sînt notate în partea de jos a diagramelor distribuţiilor empirice prezentate sub forma histogramelor frecvenţelor relative fn%, peste care a fost suprapusă curba distribuţiei teoretice f%.

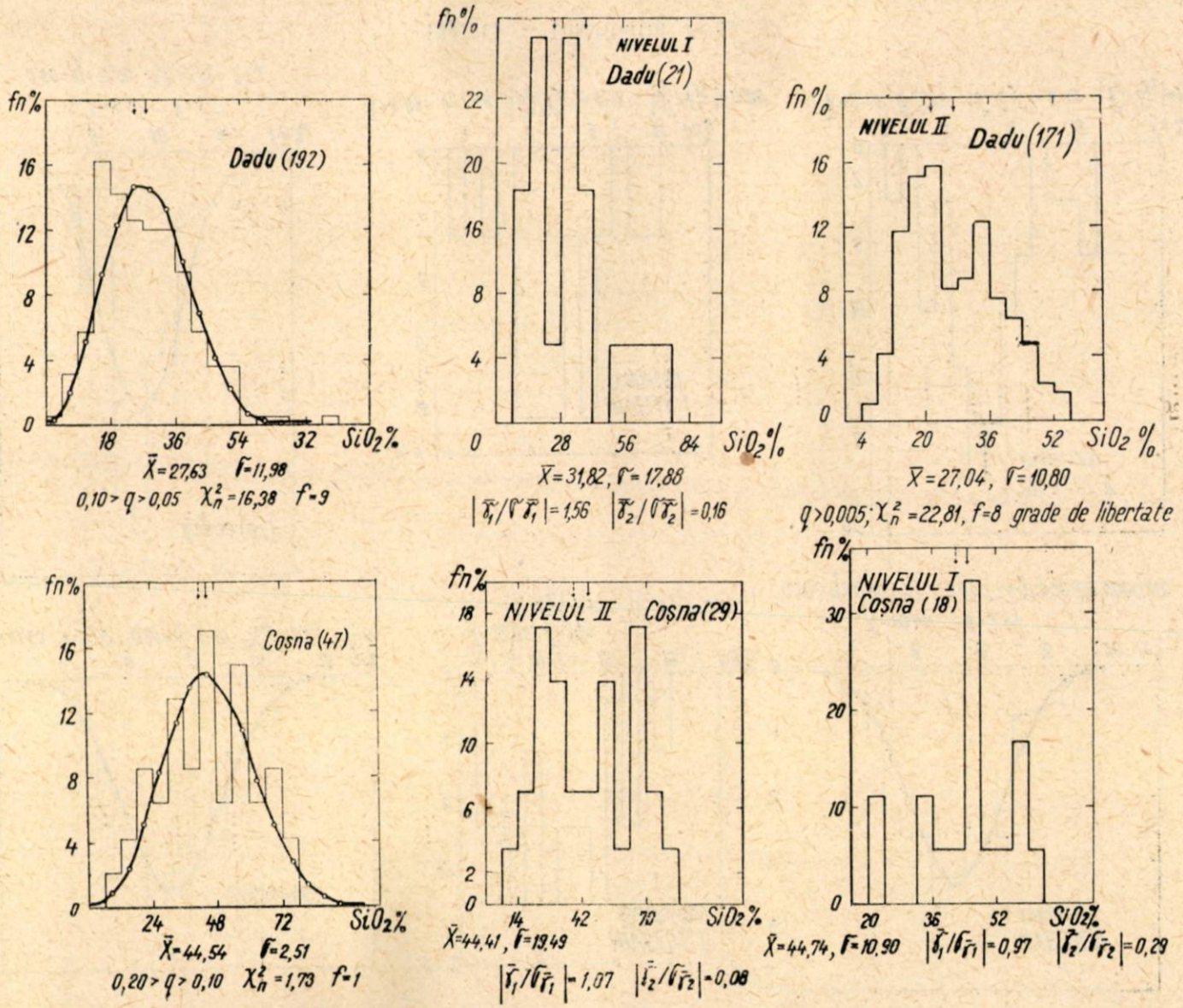


Fig. 14. — Distribuția SiO_2%.

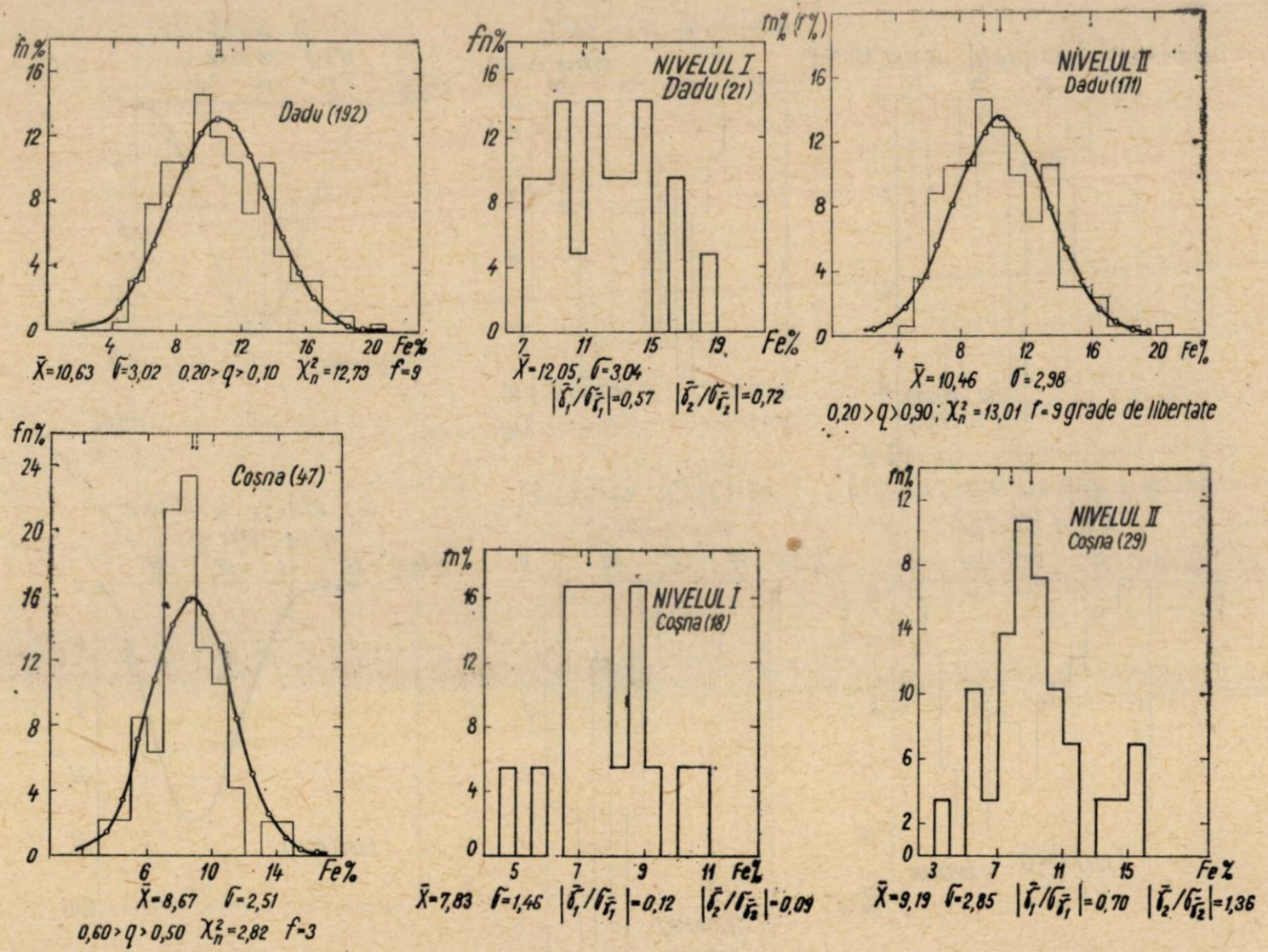


Fig. 15. — Distribuţia Fe %.

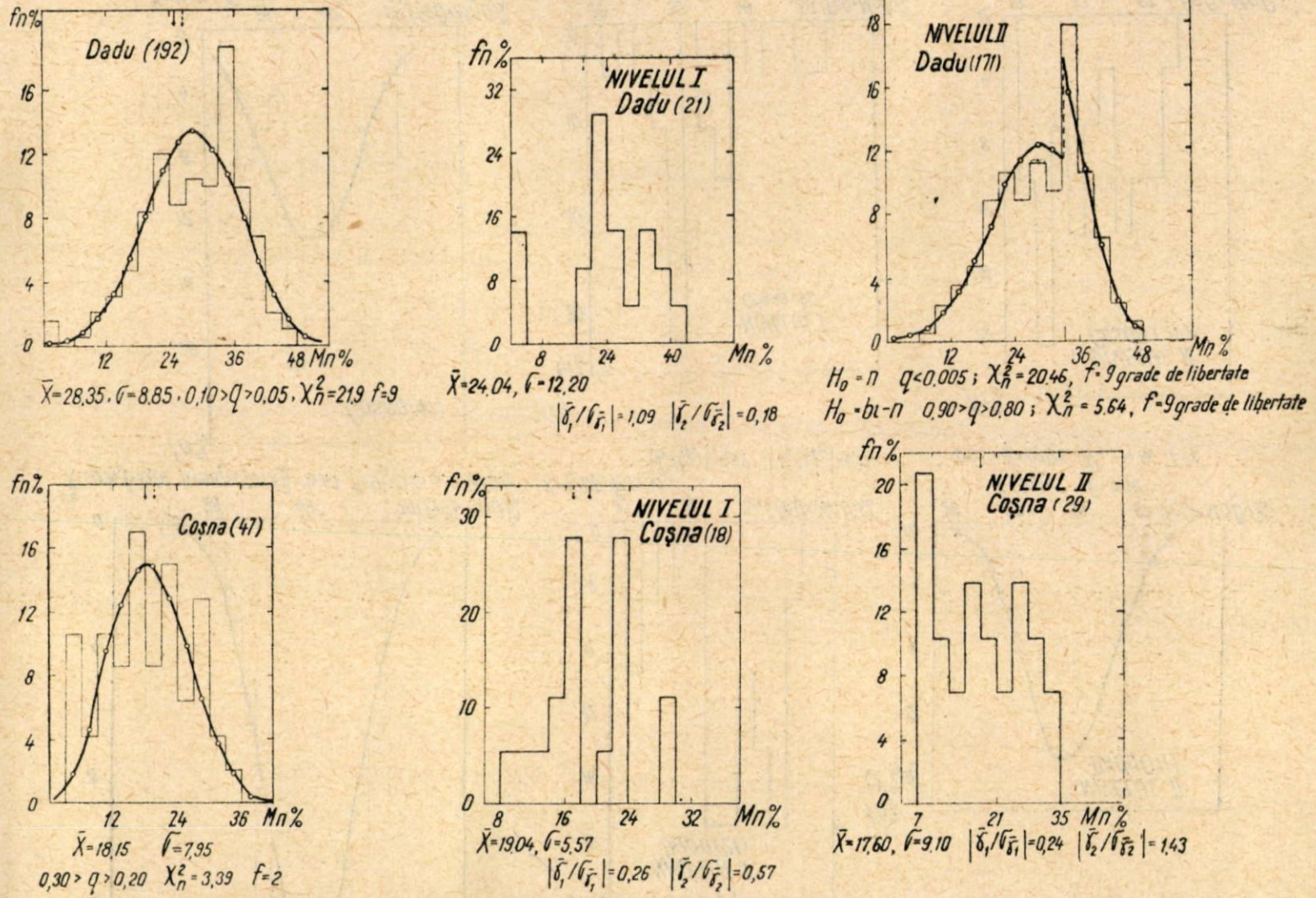


Fig. 16. — Distribuţia Mn %.

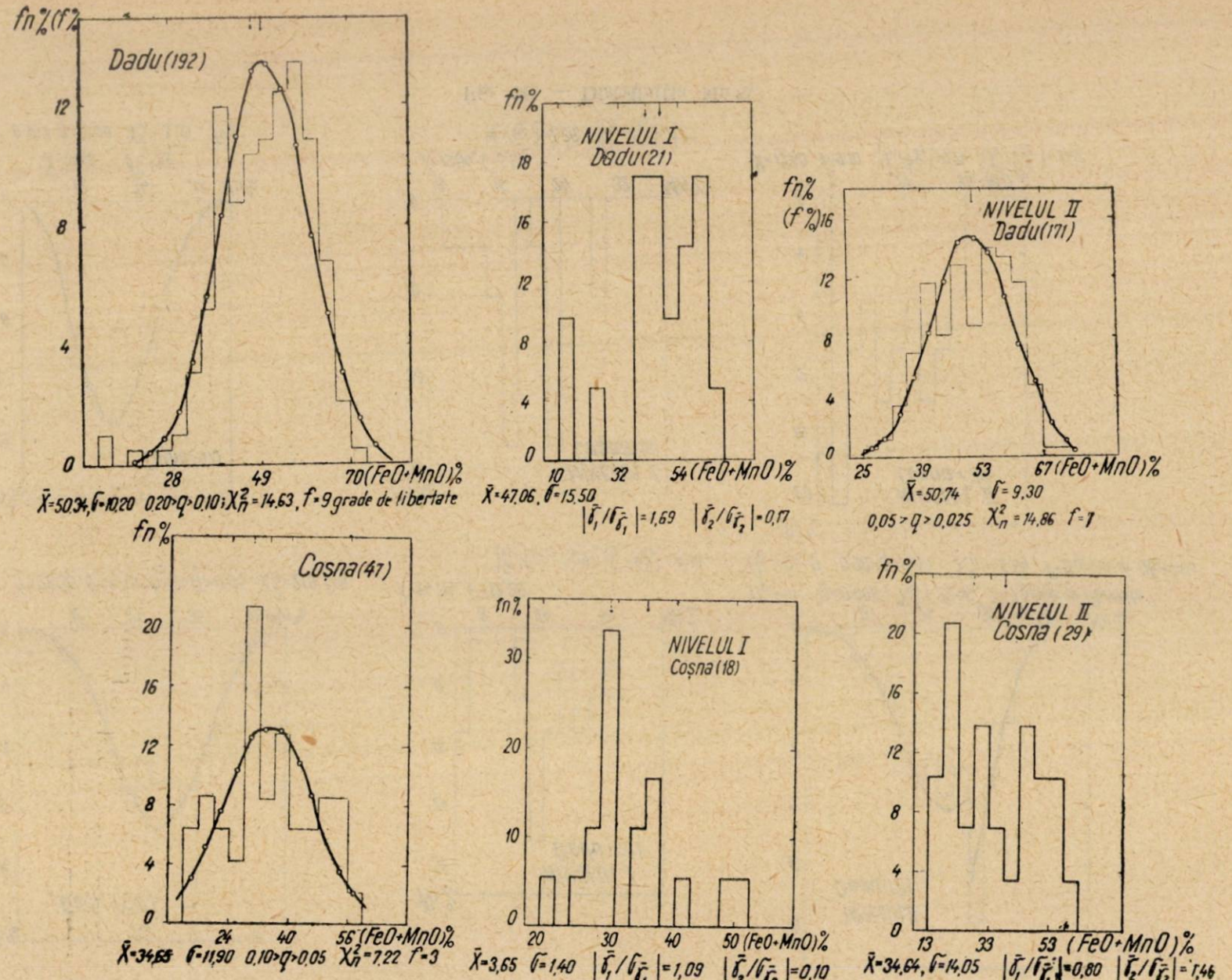


Fig. 17. — Distribuția (FeO% + MnO%)

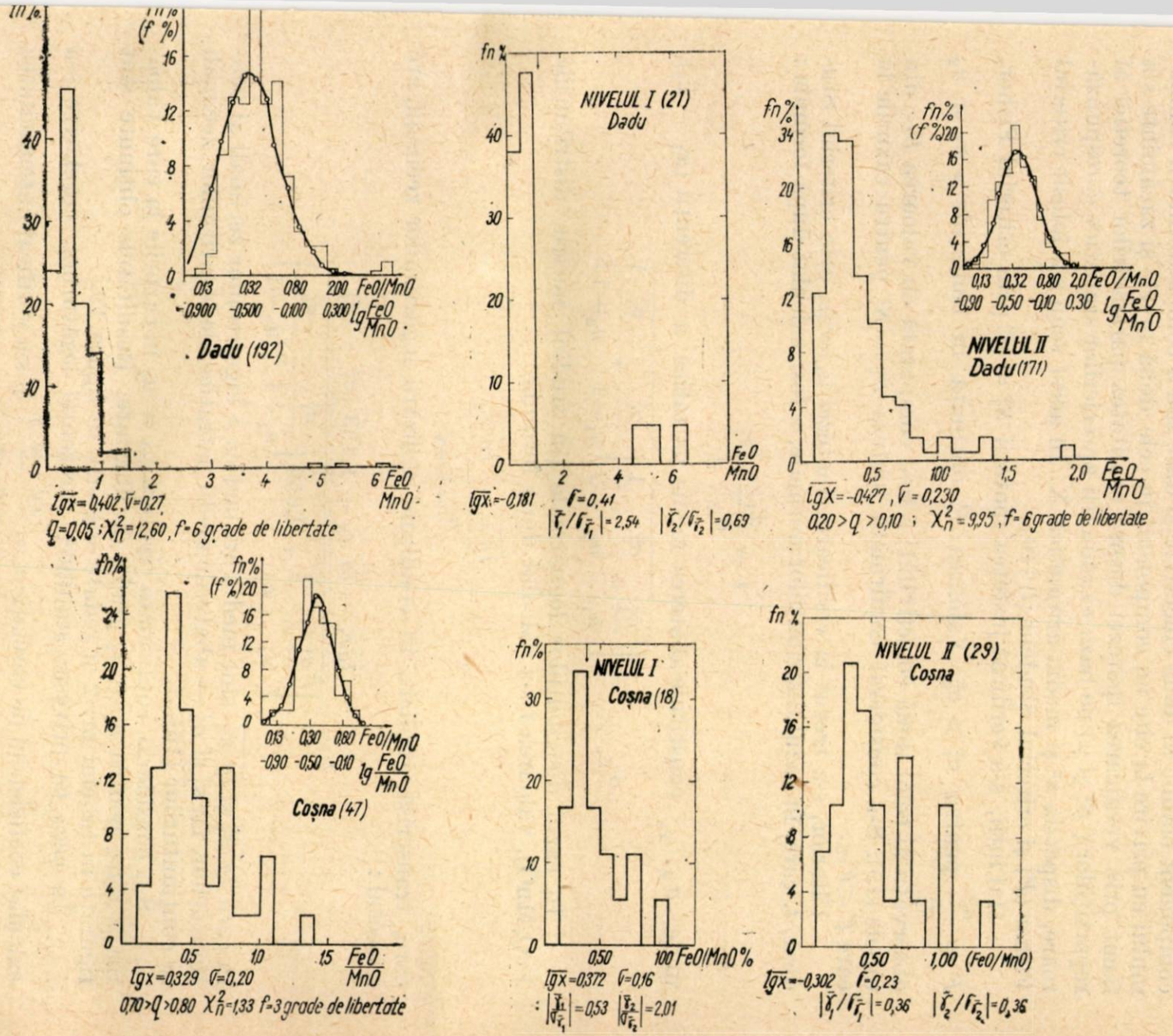


Fig. 18. — Distribuţia (FeO/MnO).

Verificarea asemănării funcţiilor de repartiţie a conţinutului unui component chimic în două colectivităţi date sau a comparabilităţii chimismului cu privire la cîte un component în cele două nivele şi zăcăminte s-a făcut prin verificarea ipotezei despre egalitatea parametrilor teoretici ai repartiţiilor (S^2 şi μ) pe baza examinării aprecierilor statistice corespunzătoare, dispersia σ^2 şi media aritmetică $\overline{X}$. În acest scop s-a folosit criteriul Fisher (F) şi criteriul Student (t) (10).

Mai întîi, s-a verificat justeţea ipotezii $S_1^2 = S_2^2$ prin criteriul Fisher, $F = \frac{\sigma_1^2}{\sigma_2^2}$ pentru $\sigma_1^2 > \sigma_2^2$. Valoarea F obţinută în condiţiile a n_1 şi n_2 observaţii ai celor două colectivităţi a fost comparată cu valoarea $F_{1\%}$ din tabele (15). S-a considerat confirmată ipoteza $S_1^2 = S_2^2$ pentru cazurile la care $F < F_{1\%}$.

Ulterior, s-a trecut la verificarea ipotezei $\mu_1 = \mu_2$ prin criteriul Student, t, care, în cazul distribuţiilor normale, a fost calculat după formula :

$$t = \frac{\overline{x}_1 - \overline{x}_2}{\sigma_{\overline{x}_1 - \overline{x}_2}}$$

unde, $\sigma_{\overline{x}_1 - \overline{x}_2}$ constituie abaterea medie patratică a diferenţii $(\overline{x}_1 - \overline{x}_2)$,

$$\sigma_{\overline{x}_1 - \overline{x}_2} = \sqrt{\frac{\sigma_1^2}{n_1} + \frac{\sigma_2^2}{n_2} + \frac{1}{2}\left(\frac{\sigma_1^4}{n_1 - 1} + \frac{\sigma_2^4}{n_2 - 1}\right)}.$$

În cazul distribuţiilor lognormale (în studiul nostru, distribuţiile FeO/MnO), valoarea t s-a calculat după formula :

$$t = \frac{\overline{ln\, x_1} - \overline{ln\, x_2}}{\sigma_{\overline{lnx_1} - \overline{lnx_2}}}$$

care, transcrisă explicit, în condiţiile utilizării logaritmilor zecimali, are aspectul :

$$t = \frac{\overline{lgx_1} - \overline{lg\ x_2} + 1{,}153\ (\sigma_1^2 - \sigma_2^2)}{\sqrt{\frac{\sigma_1^2}{n_1} + \frac{\sigma_2^2}{n_2} + 2{,}650\left(\frac{\sigma_1^4}{n_1 - 1} + \frac{\sigma_2^4}{n_2 - 1}\right)}}$$

în care $\overline{lg\ x_1}$ şi $\overline{lg\ x_2}$ sînt media aritmetică a logaritmilor zecimali ai conţinuturilor, iar σ_1^2 şi σ_2^2 — abaterile medii patratice ale logaritmilor zecimali ai conţinuturilor (16).

S-a considerat confirmată ipoteza $\mu_1 = \mu_2$ în cazurile la care valoarea $|t| < t_{1\%}$ pentru $n_1 + n_2$ grade de libertate. Rezultatele obţinute sînt figurate în tabelul nr. 2 şi redate sugestiv în figura 19.

În ceea ce priveşte stabilirea prezenţei legăturilor corelative s-a calculat coeficientul de corelaţie $r = \frac{\overline{xy} - \overline{x}.\overline{y}}{\sigma_{\overline{x}} \cdot \sigma_{\overline{y}}}$ şi s-a verificat autenticitatea valorii r prin mărimea

$$t_{xy} = \frac{|r_{xy}|}{\sqrt{1 - r_{xy}^2}} \sqrt{n - 2}$$

Tabelul nr. 2

Compararea chimismului zăcămintelor prin criteriile de semnificație Fisher (F) și Student (t)

Componentul chimic	Zăcămîntul	Coșna nivelul I	Dadu nivelul II	Dadu
SiO_2	Coșna nivelul II	$F = 3{,}20$ $F_{1\%} = 3{,}03$	$F = 3{,}25$ $F_{1\%} = 1{,}82$	—
	Dadu Nivelul I	$F = 2{,}79$ $F_{1\%} = 3{,}16$ $t = 0{,}29$ $t_{1\%} = 3{,}31$	$F = 2{,}84$ $F_{1\%} = 1{,}97$	—
	Coșna	—	—	$F = 1{,}95$ $F_{1\%} = 1{,}63$
FeO	Coșna nivelul II	$F = 3{,}77$ $F_{1\%} = 3{,}03$	$F = 1{,}09$ $F_{1\%} = 1{,}82$ $F = 1{,}04$ $F_{1\%} = 1{,}97$	—
	Dadu nivelul I		$t = 1{,}67$ $t_{1\%} = 3{,}13$	—
	Coșna	—	—	$F = 1{,}46$ $F_{1\%} = 1{,}80$ $t = 3{,}01$ $t_{1\%} = 3{,}11$
MnO	Coșna nivelul II	$F = 2{,}66$ $F_{1\%} = 3{,}03$ $t = 0{,}15$ $t_{1\%} = 3{,}26$	$F = 1{,}18$ $F_{1\%} = 1{,}82$ $t = 1{,}97$ $t = 3{,}13$	—
	Dadu nivelul I	$F = 4{,}00$ $F_{1\%} = 3{,}16$	$F = 1{,}77$ $F_{1\%} = 1{,}97$ $t = 0{,}63$ $t_{1\%} = 3{,}13$	—
	Coșna	—	—	$F = 1{,}23$ $F_{1\%} = 1{,}80$ $t = 2{,}12$ $t_{1\%} = 3{,}11$
FeO + MnO	Coșna nivelul II	$F = 3{,}16$ $F_{1\%} = 3{,}03$	$F = 2{,}28$ $F_{1\%} = 1{,}82$	—
	Dadu nivelul I	$F = 4{,}42$ $F_{1\%} = 3{,}16$	$F = 2{,}79$ $F_{1\%} = 1{,}97$	—
	Coșna	—	—	$F = 1{,}36$ $F_{1\%} = 1{,}63$ $t = 1{,}89$ $t_{1\%} = 3{,}11$
FeO/MnO	Coșna nivelul II	$F = 2{,}00$ $F_{1\%} = 3{,}03$ $t = 5{,}55$ $t_{1\%} = 3{,}26$	$F = 1{,}00$ $F_{1\%} = 1{,}82$ $t = 1{,}69$ $t_{1\%} = 3{,}13$	—
	Dadu nivelul I	$F = 6{,}68$ $F_{1\%} = 3{,}16$	$F = 3{,}34$ $F_{1\%} = 1{,}97$	—
	Coșna	—	—	$F = 1{,}75$ $F_{1\%} = 1{,}80$ $t = 3{,}09$ $t_{1\%} = 3{,}11$

care este repartizată după legea lui Student cu n-2 grade de libertate. Pentru $t_{xy} > t_{5\%}$ s-a admis ca reală corelația liniară dintre cei doi componenți X și Y (17).

Cercetările în acest sens au fost făcute numai pentru cuplurile SiO_2 — — MnO, SiO_2 — FeO și FeO — MnO în cazul fiecărui zăcămînt. Rezultatele sînt date în tabelul nr. 3. Cazurile dovedite juste sînt reprezentate grafic (fig. 20),pentru care s-a trasat și dreapta de regresie avînd ecuația generală

$$Y - \overline{Y} = r \frac{\sigma_y}{\sigma_x} (X - \overline{X}).$$

Pentru a compara puterea legăturilor de corelație dintre conținutul elementelor din cele două zăcăminte s-a procedat la verificarea ipotezei ega-

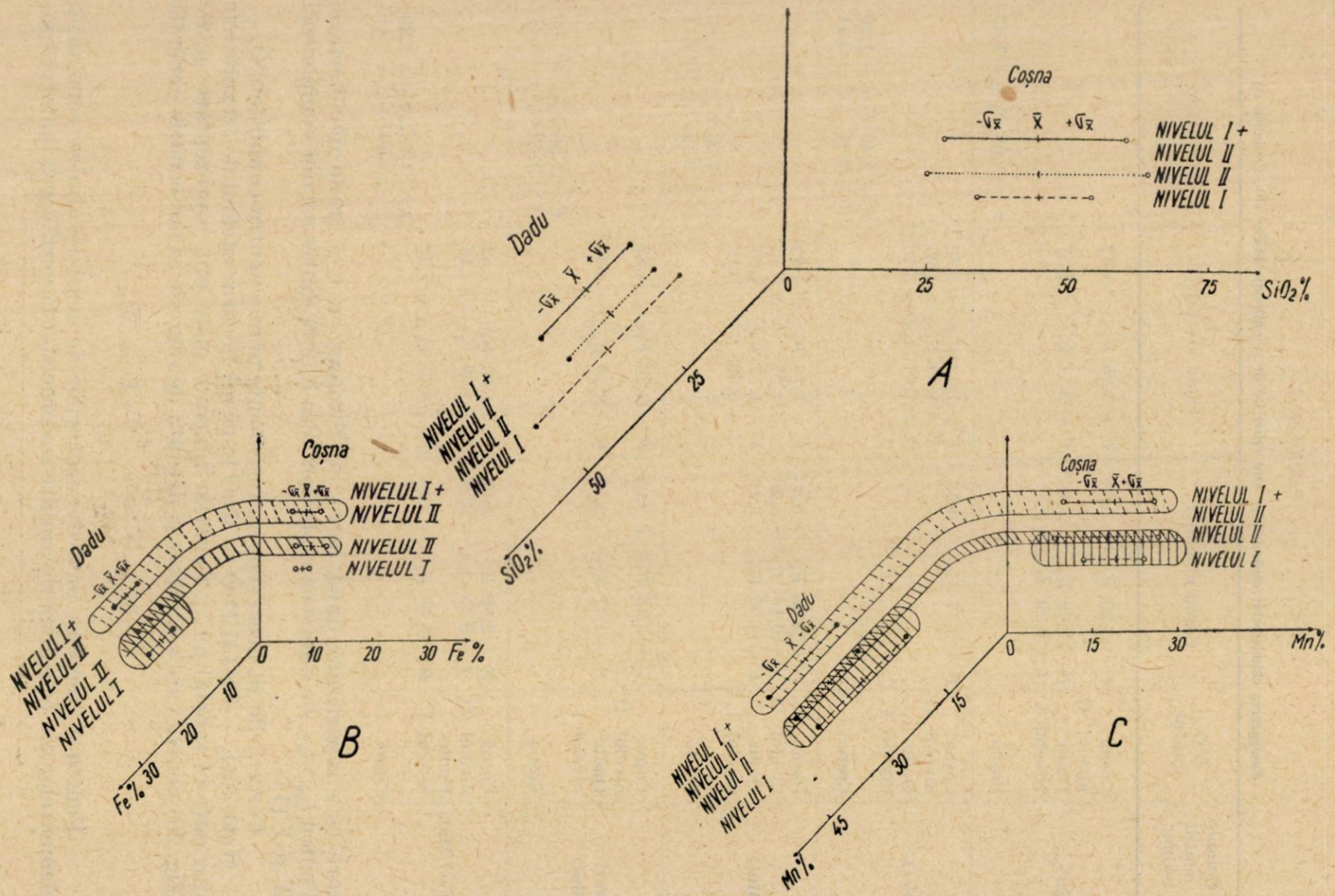


Fig. 19. — Compararea chimismului între nivele și zăcăminte : A — SiO_2%; B — Fe%; C — Mn%.

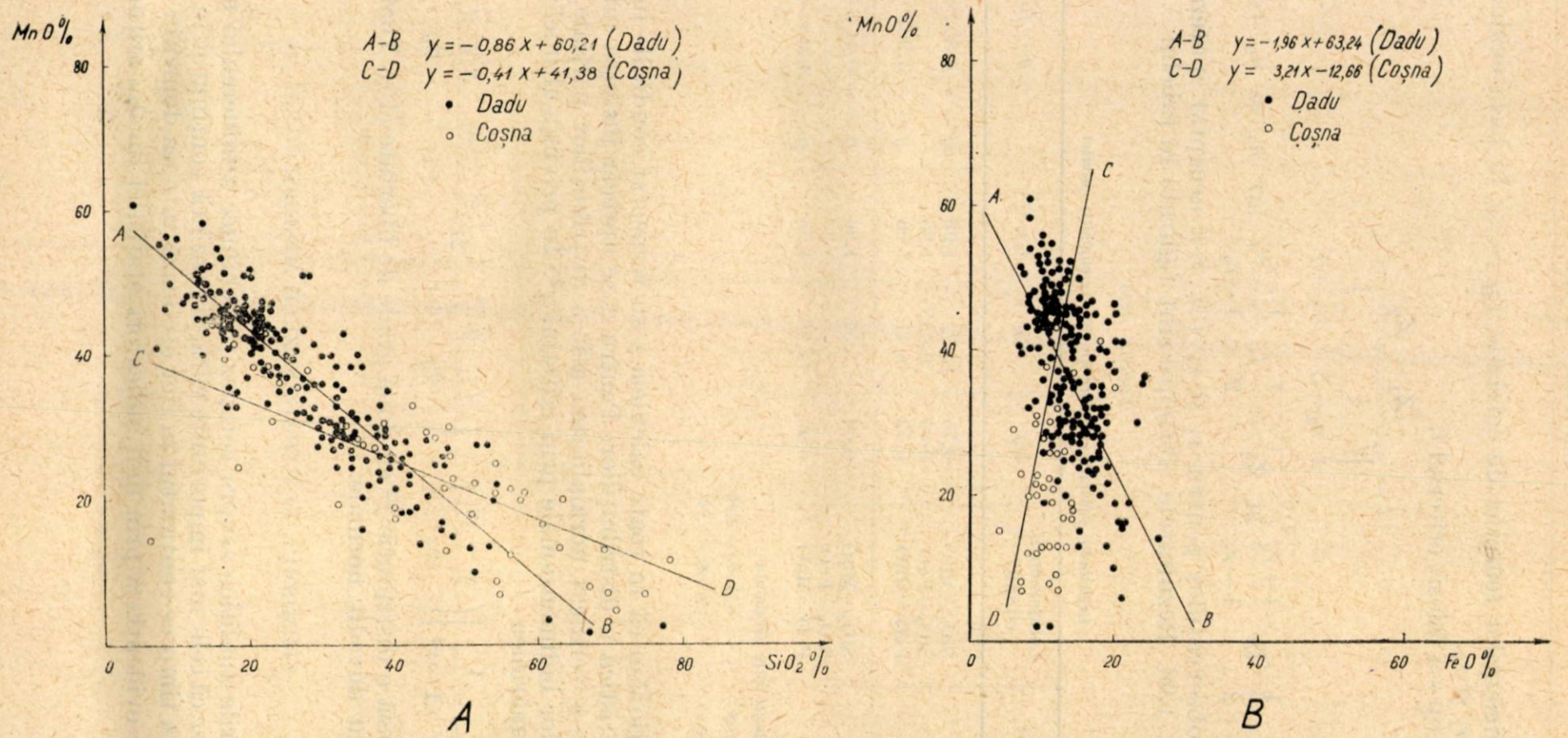


Fig. 20. — Corelaţia liniară dintre componenţii chimici : A : MnO — SiO_2 ; B : MnO — FeO.

lităţii coeficienţilor teoretici de corelaţie ($\rho_1 = \rho_2$) în baza evaluărilor lor empirice, r_1 şi r_2.
În acest scop s-a folosit criteriul t,

$$t = \frac{|Z_1 - Z_2|}{\sqrt{\frac{1}{n_1 - 3} + \frac{1}{n_2 - 3}}},$$

unde $Z_1 = \frac{1}{2} ln \frac{1+r_2}{1-r_1}$ şi $Z_2 = \frac{1}{2} ln \frac{1+r_2}{1-r_2}$, iar n_1 şi n_2 reprezintă numărul observaţiilor pentru r_1 şi r_2 (3). S-a acceptat ipoteza $\rho_1 = \rho_2$ pentru $t < 1{,}96$. Rezultatele obţinute sînt figurate în tabelul 3.

Tabelul nr.3

Legăturile corelative liniare dintre componenţii chimici

Zăcămîntul	Componenţii chimici	r_{xy}	t_{xy}	$t_{5\%}$ (r)	$y = f(x)$
Dadu	SiO_2—MnO	—0,75	15,72	1,96	$y = -0{,}86x + 60{,}21$
	SiO_2—FeO	0,04	0,055	1,96	—
	FeO—MnO	—0,52	8,41	1,96	$y = -1{,}96x + 63{,}24$
Coşna	SiO_2—MnO	—0,64	5,57	1,96	$y = -0{,}41x + 41{,}38$
	SiO_2—FeO	—	—	—	—
	FeO—MnO	0,96	12,56	1,96	$y = 3{,}21x - 12{,}66$

Compararea corelaţiei între zăcăminte

$Z_{SiO_2,\ MnO} = 1{,}28$ $\quad t_5\%\ (Z) = 1{,}96$

$Z_{FeO,\ MnO} = 20{,}58$ $\quad t_5\%\ (Z) = 1{,}96$

Menţionăm că în toate calculele s-au respectat condiţiile impuse de natura statistică a distribuţiilor. Pentru a se aprecia justeţea intensităţii corelaţiei s-a verificat normalitatea atît a distribuţiilor parţiale, cît şi a distribuţiilor bidimensionale prin criteriul χ^2. În privinţa ultimei verificări s-a folosit mărimea

$$\chi^2 = \frac{1}{1-r^2}\left[\left(\frac{x-\overline{x}}{\sigma_{\overline{x}}}\right)^2 + \left(\frac{y-\overline{y}}{\sigma_{\overline{y}}}\right)^2 - 2r\frac{x-\overline{x}}{\sigma_{\overline{x}}}\cdot\frac{y-\overline{y}}{\sigma_{\overline{y}}}\right]$$

care urmează o distribuţie χ^2 cu două grade de libertate (15). Toate distribuţiile s-au dovedit normale.

CHIMISMUL ŞI PARAGENEZELE MINERALOGICE

Valorile analitice asupra compoziţiei chimice a minereului manganifer dovedesc că cele mai importante variaţii prezintă conţinutul în mangan şi siliciu, în timp ce conţinutul în fier oscilează într-un domeniu restrîns. Aceasta se evidenţiază prin unii indicatori statistici (media aritmetică $\overline{X}$,

mediana m, modulul m_0, abaterea medie patratică $\sigma\bar{x}$, amplitudinea de împrăștiere λ) (tabelul nr. 1) și, de asemenea, prin proiecțiile ternare $FeO : MnO : SiO_2$ (fig. 8—13) la care, în mod caracteristic, izoliniile de frecvență conturează cîmpuri alungite de-a lungul laturii $MnO—SiO_2$.

Diagramele $FeO : MnO : SiO_2$, constituite în relație cu principalele minerale care ocură în minereurile de mangan și fier, subliniază că variațiile generale ale chimismului reflectă schimbări în paragenezele mineralogice, îndeosebi în cadrul seriei oligonit—ponit—rodocrozit și a seriei rodocrozit—tephroit—rodonit. Studierea frecvențelor maxime ale cîmpurilor în paralel cu cercetarea mineralogico-petrografică a pus în evidență existența unor parageneze mineralogice pentru fiecare nivel și zăcămînt în parte.

În cazul nivelului manganifer I de la Dadu se remarcă două maxime de frecvență a cazurilor ($> 7{,}5\%$ și $> 6\%$) de o parte și de alta a liniei tephroit—fayalit (fig. 8). Acestea corespund următoarelor parageneze mineralogice :

a. rodonit—rodocrozit—piroluzit—psilomelan,
b. rodonit-piroxmangit-oxizi de mangan și de fier,
c. cuarț-granat manganifer-oxizi de mangan și de fier.

Alungirea pronunțată a cîmpului de izolinii deasupra liniei tephroit-fayalit reflectă parageneza : cuarț-granat manganifer-oxizi de mangan și de fier.

Aceeași familie de izolinii de frecvență se întîlnește și în cazul nivelului II de la Dadu, care marchează însă de-a lungul laturii $SiO_2—MnO$ o creștere gradată a cazurilor către domeniul oligonit-ponit (fig. 9). Studiul microscopic a dus la concluzia că, în urma alterării minereului primar alcătuit preponderent din carbonați de fier și de mangan și subordonat din silicați, s-a format o „pălărie de mangan", în care predomină piroluzitul și psilomelanul.

Diagrama ternară care conține proiecția valorilor pe întreg zăcămîntul Dadu (fig. 10) evidențiază caracteristicile chimico-mineralogice pe ansamblul celor două nivele manganifere. În mod aparent, participarea nivelului I apare estompată pe seama volumului mic de selecție cu care intervine în reprezentare (21 de cazuri) în comparație cu nivelul II (171 de cazuri), însă acest raport dintre cele două colectivități coincide cu gradul diferit de dezvoltare a grosimii minereului în nivelele respective, încît colectivitățile corespunzătoare trebuie luate în considerație ca mărimi ponderate.

În cazul nivelulului I de la Coșna, cîmpul de variație a chimismului se situează în întregime deasupra liniei tephroit-fayalit, prezentînd o creștere gradată a frecvenței cazurilor paralel la latura $MnO—SiO_2$, cu un maxim ($> 10\%$) în domeniul silicaților (fig. 11). Microscopic s-au determinat următoarele parageneze :

a. rodonit-pyroxmangit-oxizi de mangan și fier,
b. cuarț-granat manganifer-oxizi de mangan și fier (pl. I, fig. 6).

O alură asemănătoare în variația cîmpurilor de frecvență se remarcă și în privința chimismului minereului manganifer din nivelul II de la

Coşna (fig. 12). Se evidenţiază o creştere a cazurilor relativ mult mai uniformă către domeniul SiO_2, cu un maxim de 5%. Aceasta reflectă frecvenţa mai mare cu care se întîlneşte parageneza cuarţ-granat manganifer-oxizi de fier şi de mangan faţă de parageneza rodonit-pyroxmangit-dannemorit-oxizi de mangan şi fier.

Variaţia generală a chimismului în minereul manganifer pe ansamblul zăcămîntului Coşna (fig. 13) evidenţiază participarea cu precădere a silicaţilor de mangan şi de fier.

Comparînd rezultatele chimice proiectate şi acelea mineralogice de la cele două zăcăminte, se remarcă că variaţiile chimico-mineralogice prezintă aceeaşi alură, concretizată prin desfăşurarea areală a izoliniilor de frecvenţă paralel la latura $MnO-SiO_2$. În aceste condiţii se pune întrebarea dacă între cele două nivele manganifere, precum şi între zăcăminte, chimismul este comparabil? În sprijinul unui răspuns pozitiv argumentează, într-o primă aproximaţie, natura distribuţiei componenţilor chimici care, în toate situaţiile examinate, s-a dovedit guvernată de aceeaşi lege de distribuţie : legea normală (pl. 14—16).

Pentru a admite chimismul comparabil ca fundamentat a fost utilizat criteriul Fisher şi criteriul Student. Rezultatele obţinute acceptă ca justă ipoteza în cazul zăcămintelor examinate între ele în privinţa MnO, FeO, FeO + MnO şi FeO/MnO (tabelul nr. 2 şi graficul 19). În schimb, s-a dovedit că nu există chimism comparabil pentru SiO_2 între zăcăminte şi, de asemenea, că în ceea ce priveşte chimismul nivelelor manganifere, analizat unul faţă de altul în cuprinsul aceluiaşi zăcămînt şi între zăcăminte, există o comparabilitate numai parţială. Aceste nepotriviri se pun în legătură cu variaţiile în condiţiile locale de depunere, care sînt discutate la capitolul geneză.

GEOCHIMIA MANGANULUI, FIERULUI ŞI SILICIULUI

Cercetarea statistico-matematică a distribuţiei concentraţiei de mangan, fier şi siliciu în minereul din cele două nivele şi pe ansamblul fiecărui zăcămînt a demonstrat că, în mod sistematic, distribuţiile sînt simetrice, cu o împrăştiere aproximativ egală a cazurilor faţă de media aritmetică. Ele s-au verificat prin criterii cantitative ca distribuţii normale (fig. 14—16). Natura acestor distribuţii reflectă atît depunerea ritmică a minereului manganifer, cît şi paragenezele complexe la care participă manganul, fierul şi siliciul.

Distribuţii simetrice, pentru care s-a adoptat cu suficientă încredere ($q > 10\%$) ipoteza Ho = legea normală, prezintă de asemenea concentraţia de (FeO + MnO)% (fig. 17). Aceasta subliniază faptul că, în cele două zăcăminte studiate, concentraţia globală a elementelor utile au drept valoare cea mai frecventă concentraţia medie, faţă de care apar în mod uniform fluctuaţii pozitive şi negative.

O semnificaţie deosebită are natura probabilistică a distribuţiei FeO/MnO, care s-a dovedit lognormală (fig. 18), punînd în evidenţă ca-

racterul cvasiconstant al compoziției chimice a depunerilor succesive. Cele mai mari frecvențe prezintă valorile FeO/MnO cuprinse, în general, între 0,0 și 0,5 FeO/MnO, de la care domeniu raportul FeO/MnO ia valori cu o frecvență mult redusă, brusc micșorată. Cîmpul de împrăștiere a valorilor are o extindere de $\lambda = 0{,}0-1{,}5$ FeO/MnO (Coșna) și de $\lambda = 0{,}0-6{,}5$ FeO/MnO (Dadu) (tabelul nr. 1), care își găsește explicație atît în procesele de diageneză, cît și în cele de alterare care au favorizat migrarea manganului. Se observă însă, pe seama numărului mic de cazuri din porțiunea alungită a histogramelor frecvențelor relative fn%, că amploarea acestor procese în micșorarea conținutului de mangan a fost mică, că ele s-au desfășurat în mod sporadic.

În ceea ce privește proveniența materialului depus s-a dovedit ca fundamentată statistic concluzia că sursa primară a fost, în principal, aceeași. În acest sens, aplicarea analizei corelaționale a demonstrat cu suficientă încredere prezența legăturii corelative pentru SiO_2—MnO și FeO—MnO (tabelul nr. 3). Considerăm că respingerea ca nefundamentată a corelației liniare SiO_2—FeO reflectă caracterul relativ complex, posibil cu totul diferit, pe care l-a avut migrația celor două elemente, unul față de celălalt, pe seama schimbărilor în pH și Eh a mediului de depunere.

O altă problemă cercetată a fost natura condițiilor de formare a minereului în cele două zăcăminte. Sub aspect chimico-mineralogic, în baza examinării proiecțiilor ternare FeO : MnO : SiO_2 și a paragenezelor mineralogice, s-a stabilit că în zăcămîntul Dadu predomină carbonații și oxizii de mangan și de fier, iar în zăcămîntul Coșna, silicații și oxizii de mangan și de fier. Respingerea comparabilității naturii corelației $r_{FeO,\,MnO}$ în cele două zăcăminte prin utilizarea criteriului Student t (z) (tabelul nr. 3) argumentează în sprijinul concepției că au fost diferite condițiile de formare a minereului în cele două zăcăminte datorită poziției lor deosebite față de linia de țărm (19). Faptul, că prin criteriul Student t (z) s-a confirmat ca prezentă legătura corelativă $r_{SiO_2,\,MnO}$ în cele două zăcăminte, demonstrează că depunerea succesivă a manganului și siliciului care a avut loc ritmic s-a produs cu o regularitate remarcabilă, comparabilă între zăcăminte. Aceasta trebuie pusă în legătură cu caracteristicile similare ale curenților.

CONSIDERAȚII GENETICE

Din examinarea concluziilor geochimice și mineralogice rezultă că depunerea minereului manganifer din cele două zăcăminte a avut loc în același bazin de sedimentare, în cuprinsul căruia, conținutul de fier și mangan al mediului de depunere a fost repartizat uniform. Pentru această concluzie pledează, îndeosebi, chimismul comparabil între cele două zăcăminte privitor la cei doi componenți, atît pentru fiecare în parte (FeO, MnO), cît și sub formă însumată (FeO + MnO) și de raport (FeO/MnO) (tabelul nr. 2 și fig. 20).

Pe de altă parte, conchidem că depunerea minereului manganifer în cele două zăcăminte a avut loc la distanţe diferite de linia de ţărm şi deci la adîncimi deosebite, ceea ce a determinat condiţii diferite de depunere (pH, Eh etc.). Aceasta se reflectă atît în deosebirile dintre caracteristicile chimico-mineralogice, cît şi în natura diferenţială a legăturilor corelative FeO—MnO de la un zăcămînt la altul.

În cazul minereului de la nivelul manganifer I se remarcă influenţa unor activităţi eruptive bazice submarine asupra condiţiilor de depunere. Stratigrafic s-au separat în baza acestui nivel, la ambele zăcăminte, intercalaţii de şisturi verzi tufogene, care în zona Iacobeni—Coşna au o dezvoltare mai mare. În relaţie cu aceste şisturi verzi se impune ca deosebit de interesantă concluzia fundamentată statistic că numai între nivelul I a celor două zăcăminte chimismul în privinţa siliciului este comparabil (tabelul nr. 2, fig. 19).

În concluzie, considerăm că manganul şi fierul din mediul marin au rezultat în cea mai mare parte din procesele de alterare ale scoarţei şi s-au depus sub formă de carbonaţi, în special, în zona Dadu. În cele două zăcăminte, condiţiile de formare a minereului manganifer au fost influenţate într-o mai mică măsură de erupţiile bazice submarine.

BIBLIOGRAFIE

1. Billings M. P., *Structural Geology. Prentice – Hall*, Icn. New York, 1942.
2. Buţureanu V. C., *Masivul cristalin de la Broşteni*, An. Acad. Roum., **XXXVIII**.
3. Bondarenko V. N., *K voprosu a primenenii empiroceskih urovnenii regresii v geohimiceskih isledovaniah*, Geohimia, 1964, *7*, 672—678.
4. Codarcea M. D., *Studiul geologic şi petrografic al regiunii Răşinari Cisnădioara-Sadu*, Memorii **VI**, Inst. Geol.-Com. Geol., 1965.
5. Codarcea M. D., Bercia I., Kräutner H. şi Mureşan M., *Cercetări structurale şi stratigrafice în Cristalinul Bistriţei (regiunea Bărnărel-Holdiţa)*, D. d.s., (1962—1963) Com. Geol., 1963, **L**, *II*.
6. Dimitrescu R., *Asupra existenţei unor vergenţe îndreptate spre interiorul Arcului Carpaţilor Orientali*. D.d.s. (1962—1963), Com. Geol., 1963, **L**, *1*.
7. Ianovici V., *Sur les gisements de minerai de manganèse de la Roumanie*, Symposium sur les gisements de minerai de manganèse. Travaux du XX-ème Congrès International géologique de Mexico, 1956.
8. Ianovici V. şi Dimitriu Al., *Legi de distribuţie a concentraţiei elementelor chimice în roci carbonatice*, St. şi cerc. de geol., 1965, **X**, *1*, 129—159.
9. Ionescu C., *Cercetări geologice privind regiunea Cîrlibaba-Ciocăneşti-Iacobeni*, D. d.s., Com. Geol., **XLVII**.
10. Miller R. L. a Kahn J. S., *Statistical analysis in geological sciences John Wiley and Sons*, New York, 1962.
11. Mogîlnicki R., *Manganerzlagerstätten der südlichen Bukovina*, Berg- und Hüttenmänischen Jahrb. 1917.
12. Neculau T., *Asupra minereurilor de mangan de la Şarul Dornei*, An. Inst. geol. Rom., 1909, **III**, 36.
13. Poni P., *Cercetări asupra mineralelor din masivul Cristalin de la Broşteni*, An. Acad. Rom., Seria a II-a, **IV**.
14. Quiring H., *Das Manganerzvorkommen in der krystalinen Schiefer der bukovinischen Waldkarpaten*, Archiv für Lagerstättenforschung, 1922, *30*.
15. Rancu N. şi Tövissi L., *Statistica matematică cu aplicaţii în producţie*, Edit. Acad. R.P.R., Bucureşti, 1963.

16. Rodionov D. A., *Utilizarea statisticii matematice pentru fundamentarea unor concluzii petrografice şi geochimice*, Sovietskaia geologia, 1963, *1*.
17. — *Funkţii raspredelenia soderjanii elementov i mineralov v izverjennih gornih parodah* (Teza) ,Moscova, 1964.
18. Savul M., *Gisements de manganèse de la région Sarul Dornei (Cîmpulung)*, An. Inst. geol. Rom., 1927, **XII**.
19. Savul M. şi Ianovici V., *Chimismul şi originea rocilor cu mangan din Cristalinul Bistriţei*. Bul. şt. Acad. R.P.R., 1957, **II**.
20. — *Chimismul rocilor cu mangan din Carpaţii Orientali şi Meridionali din R.P.R.*, St. şi cerc. de geol., 1958, **III**, 1—2.
21. Walter Bruno, *Die Erzlagerstätten der südlichen Bukovina*, Jahrb. d.k.k. geol., R. A. 1876, **IV**, *343*.

Institutul de geologie şi geografie
al Academiei Republicii Socialiste România
şi Comitetul de Stat al Geologiei

Primit în redacţie la data de 7 februarie 1966

HARTA METALOGENETICĂ PENTRU FIER A TERITORIULUI ROMÂNIEI

DE

V. IANOVICI,
MEMBRU CORESPONDENT AL ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA,
D. RĂDULESCU, I. BERCEA, D. CONSTANTINOFF, R. DIMITRESCU,
H. KRÄUTNER, O. MIRĂUŢĂ şi V. C. PAPIU

55(05)

Harta metalogenetică pentru fier a teritoriului României este alcătuită pe un fond geologic şi tectonic simplificat, în care au fost reprezentate mai ales acele elemente care au influenţat metalogeneza fierului. Prin generalizarea informaţiilor existente asupra tuturor zăcămintelor de fier s-a ajuns la definirea şi reprezentarea cartografică a 7 provincii metalogenetice care oglindesc aspectul genetic al proceselor de mineralizare ; utilizarea criteriului geografic şi a informaţiilor privind compoziţia mineralogică a permis conturarea de subprovincii şi districte.
Pe hartă au fost reprezentate prin semne convenţionale — care arată forma lor de zăcămînt, geneza şi parageneza — principalelor zăcăminte considerate în alcăatuirea hărţii.

INTRODUCERE

În ultima vreme s-au realizat progrese importante în cunoaşterea zăcămintelor de fier din ţara noastră, acumulîndu-se un volum mare de date noi referitoare la compoziţie, formă de zăcămînt, geneză şi repartiţie. Informaţiile existente permit, în etapa actuală, obţinerea unei imagini cartografice de ansamblu asupra metalogenezei fierului pe teritoriul României.

Deoarece încercarea pe care am făcut-o este, pe de o parte, prima de acest gen, referitoare la metalogeneza fierului din ţara noastră [1], iar pe de altă parte este în legătură cu necesităţile pentru realizarea unei hărţi

[1] La alcătuirea hărţii şi a textului a fost folosit un mare număr de materiale primare cuprinse în lucrări publicate şi nepublicate, româneşti, sau străine, de naturi foarte variate, mergînd de la hărţi tectonice pînă la descrieri de zăcăminte.

metalogenetice a fierului pentru întregul continent european, s-a ales, deocamdată, scara 1 : 2 500 000, care nu cere detalieri prea numeroase şi impune un larg grad de generalizare.

Avînd ca bază legenda întocmită în cadrul Subcomisiei hărţilor metalogenetice (harta Europei) din Comisia hărţii geologice a lumii, s-au adoptat pentru harta României principiile acestei legende prelucrate pentru a răspunde condiţiilor specifice teritoriului nostru.

Harta cuprinde două elemente principale : fondul geologic şi partea metalogenetică. Fondul geologic reprezintă o imagine geologică şi tectonică simplificată în care, în limitele permise de scară, s-au reţinut date de ordin stratigrafic şi structural care au avut un rol în metalogeneza fierului. Partea metalogenetică cuprinde cea mai mare parte a materialului „primar", zăcămintele şi zonele care au fost luate în discuţie, şi conturele unităţilor metalogenetice care au putut fi separate la această scară. Interesul principal al hărţii constă în sistematizarea generală a proceselor de metalogeneză desfăşurate pe teritoriul ţării şi în reprezentarea cartografică a regiunilor care au fost afectate ; scara foarte mică, face ca harta să aibă numai în redusă măsură un caracter de prognoză.

FONDUL GEOLOGIC

În cadrul fondului geologic au fost reprezentate numai elemente structurale majore ale teritoriului ţării şi un minim de elemente stratigrafice şi litologice. Ideea predominantă urmărită în realizarea lui a fost separarea domeniilor de platformă de cele de orogeneză ; în cadrul celor dintîi, detalierea s-a făcut după vîrsta fundamentului, iar cele din urmă au fost sistematizate după etapele lor de evoluţie.

A. DOMENII DE PLATFORMĂ

1. Platforma epiprecambriană a Europei Orientale

Platforma epiprecambriană a Europei Orientale constituie, în ţara noastră, fundamentul celei mai mari părţi din Moldova, unde numeroase foraje l-au atins după ce au străbătut cuvertura terţiară, mezozoică şi paleozoică. Soclul platformei este constituit din şisturi cristaline puternic metamorfozate, reprezentînd proterozoicul inferior şi, eventual, arhaicul.

2. Platforma epihercinică

Fundamentul Cîmpiei Române, al promontoriului nord-dobrogean şi al Dobrogii de sud cuprinde formaţiuni cutate mai tinere şi mai variate decît cele ale platformei Europei Orientale.

În parte, acestea apar la zi în Dobrogea de nord şi centrală, iar în rest sînt cunoscute din foraje. Cuvertura platformei epihercinice cuprinde

depozite paleozoice, care încep cu ordovicianul, mezozoice şi neogene; depozitele paleogene sînt slab răspîndite. În lucrările din ultimul timp această platformă este cunoscută în ansamblu sau numai parţial sub denumirea de platforma moezică.

Seria cristalină străbătută de forajul de la Palazu Mare a fost comparată cu seriile de Sydvaranger şi de Kursk, din arhaicul platformei fenosarmatice.

B. DOMENIILE DE OROGENEZĂ

1. *Domeniul assyntic*

În Dobrogea centrală depozitele proterozoic superioare sînt reprezentate prin roci foarte slab metamorfozate, dezvoltate în facies de fliş, care acoperă discordant un fundament cristalin. Această unitate a fost consolidată în orogeneza assyntică, fiind apoi reluată parţial de mişcările hercinice şi chimerice.

2. *Domeniul hercinic (varistic)*

Orogeneza hercinică este reprezentată în Dobrogea de nord unde s-au putut separa formaţiuni sin- şi eocinematice, de vîrstă paleozoic medie şi inferioară, care sînt în mare parte metamorfozate, şi o molasă paleozoic superioară. Mişcările hercinice (faza bretonă şi sudetă) au fost însoţite de un magmatism intens, în cadrul căruia etapa subsecventă este bine reprezentată.

3. *Domeniul alpin*

Cea mai mare parte a ţării noastre aparţine domeniului de cutare alpină, iar produse ale proceselor alpine acoperă, aşa cum s-a văzut, şi unele regiuni de platformă. Alcătuirea sa este foarte complexă, cuprinzînd de la elemente prealpine reluate în aceste mişcări, pînă la depresiunile asociate, a căror colmatare s-a realizat foarte recent.

Nucleele vechi de şisturi cristaline reprezintă un prim element separat în regiunea alpină. În cadrul lor au fost scoase în evidenţă masivele de roci ultrabazice şi de granitoide; cel mai tînăr termen al elementelor prealpine, depozite paleozoic superioare nemetamorfozate, a fost de asemenea reprezentat. Succesiunea groasă de depozite sedimentare a ciclului alpin a fost separată în formaţiunile geosinclinale caracteristice: eo-, sin- şi tardecinematice; această împărţire nu are o corespondenţă stratigrafică, deoarece evoluţia mai rapidă a Munţilor Apuseni şi a Carpaţilor Meridionali a determinat încheierea mai timpurie aici, faţă de Carpaţii Orientali, a fazelor sin- şi tardecinematice. Carpaţii Orientali se indivi-

dualizează, pe de altă parte, prin caracterul miogeosinclinal al bazinului în care s-au depus formaţiunile sincinematice, faţă de caracterul eugeosinclinal al bazinului corespunzător din Munţii Apuseni.

Fenomenele magmatice au avut un rol deosebit de important în evoluţia orogenului alpin; ele s-au manifestat în forme specifice şi cu intensităţi remarcabile. Pe hartă au fost separate produsele magmatismului iniţial şi subsecvent, acesta din urmă cu cele două etape, cu formele sale de manifestare şi cu unele indicaţii de ordin petrografic.

★

În Dobrogea de nord, procesele orogenetice şi magmatice mezozoice au îmbrăcat un aspect deosebit datorită predominării fazelor de cutare chimerice. Într-un timp relativ scurt, corespunzător perioadelor triasică şi jurasică, aici a luat naştere o succesiune completă de formaţiuni caracteristice unui ciclu geosinclinal. Magmatismul este reprezentat exclusiv prin etapa sa iniţială, legată de faza chimerică veche, cu produse atît bazice, cît şi acide.

ELEMENTELE METALOGENETICE

Natura strict metalogenetică şi scara foarte mică a hărţii ne-au obligat să ne restrîngem la figurarea ocurenţelor principale şi să renunţăm la reprezentarea unor iviri care, fiind rezultatul unui proces evident de concentrare în metal, sînt de prea mică importanţă. Astfel, datorită fie unor rezerve prea reduse de minereu bogat, fie unor conţinuturi sărace chiar în cazul unui volum mai important de rezerve, nu au fost reprezentate iviri de minereuri de fier ca cele de la Iacobeni-Bretila legate de şisturi cristaline, din Munţii Parîng legate de granitoide, din Munţii Călimani legate de vulcanite neogene, sferosideritele, blackbandurile liasice asociate zăcămintelor de cărbuni sau concentrările de origine aluvionară.

Pe de altă parte, toate zăcămintele reprezentate se încadrează în grupul de zăcăminte mici la scara mondială. În ordinea vîrstei lor geologice, ele sînt următoarele:

A. În Dobrogea de sud, la Palazu Mare, a fost explorată o zonă cu minereu de minereu de fier situată la adîncimi de 530—1 000 m, în condiţii hidrogeologice dificile. Minereul este constituit din cuarţite şi amfibolite cu magnetit (25,6% Fe).

B. Zăcămintele din Poiana Ruscăi sînt localizate în şisturile cristaline epimetamorfice ale complexului vulcanogen.

— Zăcămîntul de la Teliuc apare sub forma unor corpuri lenticulare cu o extindere care variază de la cîteva zeci de metri pînă la sute de metri, grosimea lor fiind cuprinsă între 1 m şi mai multe zeci de metri. Minereul de fier, asociat unor dolomite cristaline este constituit din siderite, siderite cu magnetit, ankerite şi itabirite, avînd un conţinut mediu de 31—34% Fe. Spre E, zăcămîntul se afundă sub o pătură de sedimente miocene.

— Zăcămîntul de la Ghelar este format din mai multe corpuri cu caracter lenticular, cu dimensiuni asemănătoare acelora ale zăcămîntului analog de la Teliuc. Minereul este constituit din siderite, siderite cu magnetit și ankerite, asociate unor dolomite intercalate în șisturi sericito-cloritoase și cloritoase.

— Zăcămîntul de la Vadul Dobrii este constituit din corpuri mici lenticulare de siderite, avînd aceeași parageneză mineralogică ca și zăcămintele de la Ghelar și Teliuc. Ele sînt intercalate în șisturi cloritoase-sericitoase și au dimensiuni mult mai reduse decît zăcămintele precedente.

— Zăcămîntul de la Ruschița-Boul, inițial metamorfozat regional, a mai suferit un metamorfism de contact datorită intruziunilor banatitice. El cuprinde o serie de corpuri lenticulare de minereu, constituite din impregnații de magnetit. Dezvoltarea acestor corpuri variază ca grosime între 1 m și 35 m, iar ca extindere, de la zeci de metri pînă la sute de metri. Conținutul mediu este de 25% Fe.

La Ruschița—Pîrîul cu Raci, lentilele de siderite, siderite cu ankerit și uneori magnetit, intercalate în șisturi cloritoase cu biotit și în dolomite, au grosimi de la cîțiva metri pînă la sute de metri și extinderi de la zeci de metri pînă la sute de metri. Importanța lor economică este mult mai redusă decît a zăcămintelor similare descrise mai sus. Conținutul mediu este de 27% Fe.

Zonele de oxidare ale tuturor zăcămintelor din masivul Poiana Ruscă au fost constituite din minereu predominant limonitic.

C. În Dobrogea nordică este cunoscut la Iulia un zăcămînt legat de porfire cuarțifere de vîrstă triasică. În calcarele triasice apar corpuri lenticulare de magnetit și oligist cu înclinare pînă la verticală, avînd grosimi de la 5 pînă la 30 m și extindere pe direcție de ordinul sutelor de metri. Conținutul mediu este de 25,5% Fe.

D. În Munții Moma (platoul Vașcău-Moneasa) sînt conturate zăcăminte formate din concrețiuni de hematit și limonit înglobate în argilele reziduale feromanganifere depuse în dolinele calcarelor triasice. Conținuturile sînt de 12—24% Fe și de 3—9% Mn.

E. În Munții Drocea, în eruptivul bazic ofiolitic de vîrstă triasică-jurasică inferioară, procesele de diferențiere magmatică au dus la formarea unor structuri pseudostratificate în gabbrouri, unele orizonturi avînd conținuturi ridicate de titanomagnetit vanadifer.

Zăcămîntul de la Ciungani—Căzănești, are forma unui corp lenticular-stratiform cu înclinări de 13—30°, cu grosime de la cîțiva metri pînă la 45 m și cu extensiune de circa 1,2 km. Conținutul mediu este de 12% Fe, 1,3% Ti și 0,04% V.

F. Zăcămintele legate de rocile eruptive banatitice se situează în zonele de contact dintre acestea și calcarele mezozoice.

— La Ocna de Fier, minereul asociat cu skarne este reprezentat prin corpuri compacte, neregulate, formate din magnetit și hematit. Gro-

simea acestor corpuri este foarte variabilă, ajungînd uneori pînă la 60 m. Conţinutul în fier este cuprins între 18 şi 35%.

— La Băişoara, magnetitul compact formează mai multe benzi cu grosimi cuprinse între 2 şi 30 m şi situate la adîncimi de pînă la 150 m; conţinutul informativ al acestui zăcămînt în curs de explorare este de circa 35% Fe.

G. Zăcămîntul de la Căpuş este format dintr-un strat aproape orizontal de oolite limonitice, provenite în parte din alterarea glauconitului, cu ciment ankeritic şi intercalat în formaţiunile eocene. El are o grosime de la 0,40 pînă la 10 m şi un conţinut de 31% Fe; spre nord, conţinutul scade pînă la 20% Fe.

H. Eruptivul neogen este purtător de mineralizaţii de fier în lanţul vulcanic Călimani — Gurghiu — Hărghita.

— Zăcămîntul de la Lueta este situat la limita dintre un complex miocen de conglomerate şi brecii cu matrice grezoasă şi un complex sedimentar-vulcanogen constituit din elemente de andezite prinse într-un liant cineritic în alternanţă cu bancuri tufacee. Lentilele de minereu de fier sînt formate prin sideritizarea componentelor de natură grezoasă ale conglomeratelor (liant sau elemente de gresii), pe grosimi variabile, de la 0,50 pînă la 34 m, imediat sub limita complexului sedimentar-vulcanogen. Conţinutul mediu al minereului sideritic este de 24% Fe.

— La Mădăraş a fost identificat un zăcămînt constituit din siderite compacte şi din gresii şi aglomerate sideritizate care apar sub formă de lentile şi strate, situate în apropierea fundamentului cristalin. Grosimea acestor corpuri variază de la 0,40 m pînă la 24 m. Conţinutul mediu este de 35% Fe.

★

În ceea ce priveşte modul de reprezentare pe hartă a zăcămintelor luate în considerare, conform legendei adoptate, se pot face următoarele observaţii:

Din punctul de vedere al morfologiei, majoritatea zăcămintelor sînt stratiforme. Excepţie face zăcămîntul de la Ocna de Fier, cu o formă tipic neregulată, constînd din lentile, pungi şi cuiburi; într-o măsură mai mică, acelaşi lucru se poate spune despre zăcămintele de la Băişoara şi Iulia. De asemenea, zăcămintele de la Vaşcău-Moneasa se prezintă sub formă neregulată de pungi într-un platou carstic.

Caracterizarea zăcămintelor prin mineralul predominant a dus la împărţirea lor în următoarele trei subgrupe: a) cele mai multe zăcăminte, printre care se găsesc principalele surse de minereu de fier ale ţării (Teliuc, Ghelar, Vadul Dobrii, Ruschiţa—Pîrîul cu Raci, Delniţa, Lueta şi Mădăraş), sînt formate în mod preponderent din siderit; b) la Palazu Mare, Ruschiţa-Boul, Iulia, Ciungani—Căzăneşti, Ocna de Fier şi Băişoara, predomină magnetitul; c) zăcămintele de la Vaşcău-Moneasa şi Căpuş sînt formate preponderent din limonit.

După cum era de aşteptat, probleme mai dificile au fost puse de încadrarea genetică a unora dintre zăcămintele enumerate. Caracterul metamorfozat al celor din masivul Poiana Ruscăi şi de la Palazu Mare

era evident, pentru Ruschița-Boul putîndu-se stabili chiar caracterul polimetamorfic. După ultimele cercetări, geneza primară a tuturor acestor zăcăminte a fost sedimentar-vulcanogenă, fiind legată de un magmatism inițial bazic premetamorfic. Zăcămintele din Munții Drocea se încadrează foarte clar în grupa endogenă lichid-magmatică. Reprezentante tipice ale grupei endogene-pirometasomatice sînt zăcămintele de la Ocna de Fier și Băișoara. În afară de orice îndoială este caracterul exogen-sedimentar al zăcămîntului de la Căpuș. În Munții Moma apar zăcăminte exogene de alterație superficială.

În schimb, zăcămintele de la Lueta, Mădăraș și Delnița nu au găsit, în cadrul legendei generale adoptate, o încadrare corespunzătoare și au fost trecute cu geneza în discuție.

Pentru zăcămîntul endogen de la Iulia este discutabilă încadrarea într-unul din subtipurile grupei hidrotermale.

*

Ținînd seama de legăturile genetice ale acestor zăcăminte cu marile procese geologice desfășurate pe teritoriul țării, s-a schițat următoarea sistematizare a metalogenezei fierului în România :

I. *Provincia metalogenetică a concentrațiilor ferifere din șisturile cristaline* înglobează zăcăminte de geneză sedimentar-vulcanogenă ulterior metamorfozate ; ea cuprinde, pe de o parte, masivul cristalin Poiana Ruscăi în întregime, iar pe de altă parte, un sector al masivului cristalin al Dobrogii sudice ascuns sub cuvertura sedimentară.

Deși în momentul de față sîntem destul de bine edificați asupra genezei zăcămintelor cuprinse în această provincie, am preferat să păstrăm pentru numele ei o formulă mai cuprinzătoare care se referă la un fenomen ulterior fără valoare genetică, deoarece nu avem încă o imagine de ansamblu suficient de precizată asupra evoluției zonelor de șisturi cristaline din Carpați.

II. *Provincia metalogenetică a magmatismului chimeric dobrogean* cuprinde mineralizațiile din zona Valea Teilor — Consul.

III. *Provincia metalogenetică a magmatismului inițial alpin din fosa Mureșului* corespunde Munților Drocea.

IV. *Provincia metalogenetică a magmatismului subsecvent alpin* cuprinde două subprovincii :

Subprovincia feriferă a eruptivului laramic (banatitic) are un prim sector care se întinde în lungul fracturii vestice a zonei Reșița—Moldova Nouă, prelungindu-se apoi spre Poiana Ruscăi de SE, și un al doilea sector în zona banatitelor din estul Munților Apuseni.

Subprovincia feriferă a vulcanismului neogen cuprinde munții Hărghita și Gurghiu, înglobînd zonele de pe ambele flancuri în care au fost identificate mineralizații de tipurile Lueta și Mădăraș.

V. *Provincia metalogenetică a depozitelor reziduale de pe formațiunile calcaroase ale Munților Apuseni* cuprinde zăcămintele din Munții Moma, corespunzînd ca extindere cu platoul triasic Vașcău-Moneasa.

VI. *Provincia metalogenetică a depozitelor flișului alpin* înglobează toate ivirile de sferosiderite din complexul șisturilor negre (în nivelul in-

ferior al acestora, barremian-apțian, lentile și strate de siderit cu circa 21% Fe) și coincide ca extindere cu unitatea tectonică de Audia (Cernahora).

VII. *Provincia metalogenetică a depozitelor epicontinentale eocene ale bazinului Transilvaniei* cuprinde bordura nord-estică a Munților Apuseni unde a fost conturat faciesul ferifer al eocenului.

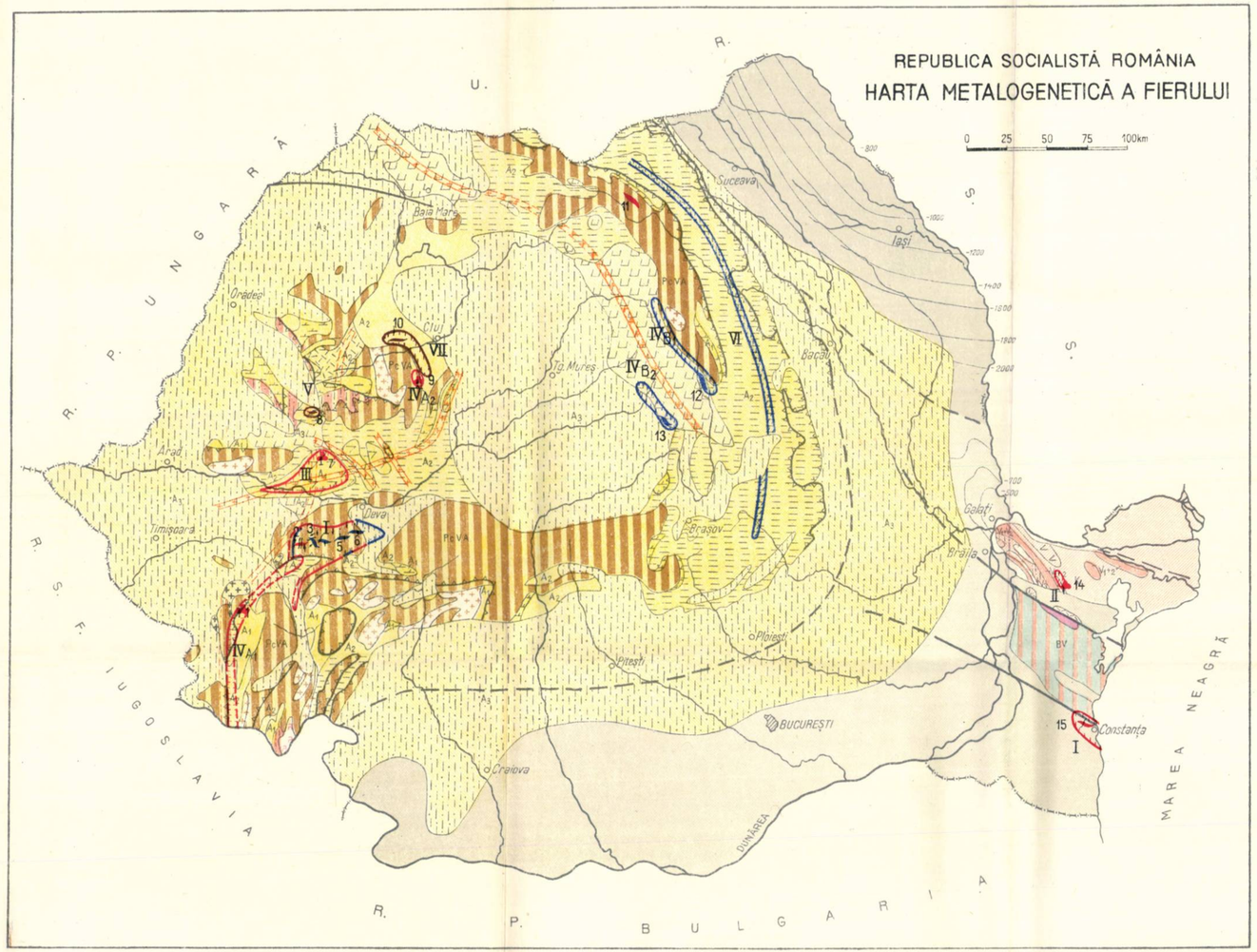
Datorită alcătuirii geologice complexe a teritoriului românesc, numai într-un număr limitat de cazuri aceste provincii au putut căpăta o reprezentare cartografică. De cele mai multe ori ele au fost figurate prin districtele care corespund repartizării geografice a zăcămintelor respective.

★

Realizarea hărții metalogenetice a fierului la scara 1 : 2 500 000 reprezintă un prim pas atît pe calea redactării unor hărți la scară mai mare pentru aceeași substanță, care să permită trecerea la faza de prognoză, cît și în vederea elaborării unei hărți metalogenetice generale a teritoriului României.

Institutul de geologie și geografie
al Academiei Republicii Socialiste România,
Institutul geologic al Comitetului de Stat al Geologiei
și Întreprinderea de prospecțiuni geologice
a Comitetului de Stat al Geologiei

Primită în redacție la data de 2 februarie 1966



Legenda

A. FONDUL GEOLOGIC

I. DOMENII OROGENICE

Alpin (Carpaţi)

- A_3 1. Formaţiuni tardecinematice (molasă neogenă)
- A_2 2. Formaţiuni sincinematice (predominant fliş cretacic şi paleogen)
- A_1 3. Formaţiuni eocinematice (predominant formaţiuni calcaroase de vîrstă triasică şi jurasică)

Varistic şi mai vechi reluat în Alpin (Carpaţi)

- VA 4. Formaţiuni tardecinematice (molasă carbonifer superioară şi permiană)
- PcVa 5. Nuclee cristaline paleozoice şi mai vechi

Chimeric (Dobrogea de Nord)

- K 6. Ciclul orogenic chimeric din Dobrogea de Nord

Varistic (Dobrogea de Nord)

- V_3 7. Formaţiuni tardecinematice (molasă carboniferă)
- V_1+V_2 8. Formaţiuni paleozoic inferioare metamorfozate şi paleozoic mediu.

Assyntic şi precambrian vechi reluat în varistic (Dobrogea centrală)

- BV 9. Formaţiuni predominant sincinematice, parţial metamorfozate, infracambriene
- Pc 10. Formaţiuni metamorfozate de vîrstă precambriană veche

a) Formaţiuni sedimentare

- 11. Molasă
- 12. Fliş
- 13. Formaţiune calcaroasă

b) Formaţiuni magmatice-

- 14. Roci acide şi intermediare subsecvente
- 15. Roci complexe subsecvente
- 16. Intruziuni granodioritice subsecvente
- 17*). Roci acide sincinematice (granitoide)
- 18. Roci bazice de geosinclinal (magmatite iniţiale)
- 19*). Complexe ultrabazice

II. PLATFORME

- 20. Platformă cu soclu varistic
- 21. Platformă cu soclu precambrian

III. ELEMENTE STRUCTURALE

- 800 22. Izobate ale soclului
- 23. Încălecări şi şariaje
- 24. Fracturi profunde
- 25*). Aliniamente remarcabile

(* *Notă*: Semnele 17, 19 şi 25 au culoarea caracteristică orogenezei

B. METALOGENEZA

a) REPREZENTAREA ZĂCĂMINTELOR

1. Tipuri de zăcăminte

Geneză / Morfologie	Exogenă		Endogenă			Metamorfozat	Geneză în discuţie
	Sedimentar	Vulcanogen sedimentar	hidrotermal	pirometasomatic	lichid magmatic	a) Metamorfism regional, b) polimetamorfic	
Strat, lentilă			—	—	—	a b	
Corp neregulat	—	—				—	—

2. Natura mineralogică a minereului

- hidroxizi
- oxizi
- carbonaţi

3. Zăcăminte reprezentate pe hartă

1. Ocna de Fier
2. Boul (Ruschiţa)
3. Pîrîul cu Raci (Ruschiţa)
4. Vadul Dobrii
5. Ghelar
6. Teliuc
7. Ciungani-Căzăneşti
8. Vaşcău-Moneasa
9. Băişoara
10. Căpuş
11. Delniţa
12. Mădăraş
13. Lueta
14. Iulia
15. Palazu Mare

b) REPREZENTAREA ELEMENTELOR METALOGENETICE

1. Districte ale provinciilor metalogenetice

Contur de district metalogenetic (culoarea conturului corespunde formei mineralogice predominante de prezentare a fierului)

	Provincia metalogenetică	Districte metalogenetice
Metalogeneză endogenă		
I.	a concentraţiilor ferifere din şisturile cristaline	I_1 Masivul Poiana Ruscăi I_2 Fundamentul cristalin din Dobrogea de sud
II.	a magmatismului chimmeric dobrogean	II. Consul – Meidanchioi
III.	a magmatismului initial alpin din fosa Mureşului	III. Munţii Drocea
IV.	a magmatismului subsecvent alpin	IV. A_1 Banat
	A. Subprovincia magmatismului laramic (banatitic)	IV. A_2 Munţii Gilău IV. B_1 Estul munţilor Curghiu-Harghita
	B. Subprovincia vulcanismului neogen	IV. B_2 Vestul munţilor Gurghiu-Harghita
Metalogeneză exogenă		
V.	a depozitelor reziduale de pe formaţiunile calcaroase ale Munţilor Apuseni	V. Munţii Codru-Moma
VI.	a depozitelor flişului alpin	VI. Carpaţii Orientali
VII.	a depozitelor epicontinentale eocene Bazinului Transilvaniei	VII. Munţii Gilău

CERCETĂRI GEOLOGICE ȘI PETROGRAFICE ÎN BAZINUL VĂII JIULUI TRANSILVĂNEAN ȘI AL VĂII JIEȚULUI

DE

LAZĂR PAVELESCU și MARIA PAVELESCU

55(05)

Lucrarea se referă la regiunea bazinelor văilor Jiului transilvănean și Jieț la constituția căreia participă formațiunile cristaline ale Domeniului getic, ale grabenului Jieț și ale autohtonului danubian. Se semnalează pentru prima oară grabenul Jieț și se trag unele concluzii asupra genezei și evoluției acestuia.
De asemenea se precizează structura celor două masive cristaline rigide care flanchează acest graben.

Regiunea care face obiectul acestei comunicări, cuprinde partea de sud a Munților Sebeș și cea de nord a Munților Parîng, unde au fost făcute cercetări din punct de vedere geologic, începînd încă din anii 1882—1883, de către Gr. Ștefănescu, L. Mrazec, G. M. Murgoci, F. Nopcsa și G. Paliuc.

De la Gr. Ștefănescu avem primele informații asupra șisturilor amfibolice și a amfibolitelor de la Mîndra, a pegmatitelor și a dioritelor de la Cibanu, a serpentinelor de la Găuri și Muntinu. Mrazec, în afară că citează pentru prima oară serpentinele de la Urdele, descrie gnaisele, amfibolitele feldspatice de la Cibanu și dă o clasificare în două grupe a șisturilor cristaline din Carpații Meridionali. G. M. Murgoci, în afară de descrierea serpentinelor de la Urdele, Muntinu, Găuri, Coasta Benghii, valea Lotrului, Boianu etc., întocmește și o schiță tectonică în care scoate în evidență structura în pînză de șariaj a Carpaților Meridionali. F. Nopcsa descrie pe valea Jiețului formațiunile seriei de Tulișa, atribuindu-le vîrsta liasică. O lucrare geologică de mare detaliu, care cuprinde partea nordică a Munților Parîng și masivul Munților Cimpii, se datorește lui G. Paliuc care, separă Pînza getică cu cristalinul Lotrului, autohtonul și paraautohtonul cu complexul infragetic (seria de Jieț) și cristalinul Parîngului.

St. și cerc. de geol., geof. și geogr., Seria geologie, t. 11, nr. 1, p. 151—169, București, 1966

DESCRIEREA GEOLOGICĂ ŞI PETROGRAFICĂ A REGIUNII

În regiunea cercetată s-au putut separa următoarele unităţi structurale:

A. Depozite neogene ale bazinului Petroşeni;
B. Domeniul Getic;
C. Grabenul Jieţului;
D. Domeniul autohtonului danubian.

A. DEPOZITELE CUATERNARE ŞI NEOGENE ALE BAZINULUI PETROŞENI

Depozitele cuaternare în regiunea cercetată sînt reprezentate prin aluviuni şi conurile de dejecţie de pe văile mai mari (valea Jiului transilvan, valea Jieţului, valea Cimpii etc.) şi depozitele glaciare din apropierea marilor înălţimi şi în jurul lacurilor alpine.

În ceea ce priveşte depozitele neogene, acestea apar în partea de vest a regiunii şi sub formă de petece mărunte, dispuse pe o direcţie aproximativă E-V, de la Valea Răscoala şi pînă în Valea Molidului. Aceste depozite sînt reprezentate prin formaţiuni roşii, eocene, formaţiuni marno-argiloase, mai mult sau mai puţin cuarţoase, cu cărbuni, oligocene, şi formaţiuni psefitice, burdigaliene.

B. DOMENIUL GETIC

Domeniul getic în regiunea cercetată este constituit, după concepţia lui G. M. M u r g o c i, dintr-un fundament cristalin şi dintr-un înveliş sedimentar mezozoic.

Depozitele sedimentare ale învelişului cristalinului getic, sînt reprezentate prin gresii conglomeratice (cretacic superior), prin calcare albe cenuşii cu o nuanţă roz, uneori predominantă, şi marne argiloase roşietice. Aceste calcare, de vîrstă cretacic inferior, în facies urgonian, apar în partea mediană a Pînzei getice din regiunea cercetată, începînd de la Piatra Tăii spre Valea Bilele.

Pe Valea Bilele, aceste calcare repauzează pe depozite marno-grezoase roşietice, probabil de vîrstă Dogger.

Aria de dezvoltare însă cea mai mare o are fundamentul cristalin al domeniului getic.

Din punct de vedere petrografic, în fundamentul cristalin al domeniului getic s-au deosebit:

a) paragnaise micacee, cuarţoase, cu clorit, biotitice, cu granaţi şi disten, cu sillimanit, amfiboli; b) micaşisturi biotitice, cu granaţi şi disten; c) şisturi cuarţitice ± feldspatice; d) calcare şi dolomite cristaline; e) gnaise mixte; f) gnaise amfibolice; g) amfibolite, şisturi amfibolice; h) metadiorite şi metagabbrouri; i) eclogite; j) serpentinite; k) pegmatite; l) şisturi cu silicaţi de mangan şi fier şi şisturi cu oxizi de fier; m) roci diaftorizate.

a) *Paragnaisele*

Aceste roci, foarte variate, în ce privește compoziția lor mineralogică, textură și structură, au cea mai largă răspîndire în regiunea cercetată. De fapt, ele formează fondul regiunii, iar celelalte tipuri de roci apar mai mult sub formă de intercalații. Sub acest termen general de paragnaise sînt cuprinse : gnaise micacee, gnaise cloritoase, gnaise cuarțoase, gnaise biotitice, cu granați, disten sau sillimanit.

Structura acestor roci este granoblastică, cu aspecte psamitice, care nu lasă nici o îndoială că paragnaisele sînt de origine sedimentară epiclastică. Uneori, datorită dezvoltării mai largi a unor componente (cum ar fi cuarțul sau feldspații) rocile capătă o structură porfiroblastică. Se observă destul de clar, că unele din aceste cristale mai larg dezvoltate, au crescut blastic, altele în schimb, nu sînt decît relicte de galeți mai larg dezvoltate. Cele de origine blastică au conture care arată că granulele au crescut pe seama unor soluții provenite din mobilizarea unor minerale din apropiere. Unele porfiroblaste scot în evidență în mod foarte clar că blasteza a avut loc în condiții statice, iar altele, mai multe la număr, din contră, arată că această blasteză a avut loc în condiții dinamice.

Și la relictele de galeți, se observă cum unele au suferit mai mult rotunjiri și coroziuni, iar altele din contră, au fost puternic presate, crăpate sau fisurate. De cele mai multe ori, mortarul care s-a format în jurul lor a fost mobilizat și a cicatrizat fisurile din galeți sau s-a infiltrat printre ceilalți componenți, corodîndu-i sau ciuruindu-i.

În ceea ce privește textura se observă că în majoritatea cazurilor rocile prezintă o textură gnaisică, rezultată din sortarea primară a sedimentelor, însă se întîlnesc și tipuri texturale care rezultă dintr-o reorganizare metamorfică a materialului, datorită unor procese de diferențiere metamorfică.

Compoziția mineralogică a paragnaiselor, în aparență, pare foarte variată, însă din punct de vedere statistic se observă că această varietate se datorește mai mult raporturilor foarte diferite dintre componentele principale. Din variația raporturilor, dintre componentele principale, rezultă tipuri de paragnaise mai micacee sau mai cuarțoase.

Mineralele principale care intră în compoziția acestor roci sînt : cuarțul, feldspații, biotitul, muscovitul și cloritul. Celelalte componente, cum sînt granatul, distenul sau sillimanitul, apar mai mult sporadic sau devin componente principale numai în anumite sectoare. Astfel, granații și distenul au fost întîlniți ca minerale principale în paragnaisele din partea de nord-vest a regiunii cercetate (culmea Chicer, Cioaca, Măgura Mică, Clăbucet, Ausel, Vîrful lui Petru) ; paragnaisele cu sillimanit se localizează mai mult în partea de nord-est a regiunii cercetate (Sălanele, Poiana Muierii, Cotul Ursului, Buha, Fometescu).

Celelalte componente mineralogice, comune unor astfel de roci, sînt reprezentate prin mineralele din grupul epidot-zoizitului, a feldspaților potasici (îndeosebi microclin), a amfibolilor, apatit, zircon, titanit, leucoxen, pirită, calcit, ilmenit, sericit, magnetit, turmalină, staurolit.

Cuarţul, în aceste roci, apare sub formă de xenoblaste de dimensiuni care variază de la 0,01—2 mm, sporadic mai mari. Uneori granulele de cuarţ formează pături cuarţoase în alternanţă cu păturile micacee, alteori ele formează pături printre cele micacee împreună cu mineralele feldspatice. De cele mai multe ori, datorită eforturilor mecanice la care au fost supuse aceste roci, păturile cuarţoase sau cuarţo-feldspatice, nu sînt perfect alternante cu păturile micacee, ci flexurate şi contorsionate. Din cauza variaţiei procentuale foarte mari a cuarţului în aceste roci (15—65%), tipurile de paragnaise întîlnite sînt unele slab cuarţoase, iar altele foarte cuarţoase.

Feldspaţii, în aceste paragnaise, sînt reprezentaţi predominant prin plagioclazi; feldspaţii potasici apar sporadic sau chiar lipsesc în unele tipuri de roci.

Ceea ce merită să semnalăm chiar de la început, ca o constatare generală în regiunea noastră, este faptul că paragnaisele plagioclazice sînt biotitice; în paragnaisele în care apar şi feldspaţii potasici apare şi muscovitul, iar în cele în care microclinul prezintă aspecte blastice apare cloritul, ca un component melanocrat important.

De asemenea menţionăm că în aceste cazuri, cloritul nu este format numai din cloritizarea biotitului sau a amfibolilor, ci e format prin cristalizarea unor soluţii.

Plagioclazii se prezintă în paragnaise, predominant sub formă de granule rotunjite, de dimensiuni care variază de la 0,01 la 2 mm, uneori şi mai mari, ca porfiroblaste. Conţinutul în anortit variază între 9 şi 24%. În tipurile de paragnaise cu microclin blastic şi clorit se întîlnesc cristale blastice de plagioclazi, care conţin între 4 şi 11% An.

Feldspatul potasic este reprezentat îndeosebi prin microclin. De multe ori acesta formează aglomeraţii pegmatitice sau pătrunde împreună cu cuarţul printre păturile micacee, dînd aspectul unor injecţii „lit par lit". Tipurile de paragnaise cu microclin în cantitate mai mare şi în care acesta are conture tipic blastice sînt foarte greu de separat de gnaisele mixte propriu-zise. Între paragnaise şi gnaisele mixte există numeroase tipuri de tranziţie, încît limita între aceste două tipuri de roci este de multe ori cu totul arbitrară.

Biotitul şi muscovitul apar sub formă de lamele, în general, larg cristalizate. Biotitul de obicei este în parte cloritizat şi conţine numeroase incluziuni de zircon cu aureole radioactive. De foarte multe ori biotitul apare în asociaţie intimă cu muscovitul.

În paragnaisele de pe valea Copăciosului, valea Voievodului, sau valea Gîrbovina, biotitul, în afara faptului că este cloritizat, este flexurat şi destrămat. În cloritele (clinocor), care iau naştere, se observă ace de sagenit, dispuse în figuri geometrice. De altfel, în aceste paragnaise şi celelalte componente prezintă efectele unei cataclaze şi milonitizări destul de puternice.

Granaţii, în general, nu depăşesc 10% din volumul rocii şi se prezintă sub formă de cristale cu conture corodate şi cu numeroase incluziuni, cu aspect poikilitic, de cuarţ, clorit etc.

Sillimanitul poate atinge 5 % din volumul rocilor și se prezintă sub formă de cristale prismatice, aciculare, dispuse de multe ori în snopi. În mod obișnuit, cristalele de sillimanit se dispun paralel cu șistozitatea rocilor. Uneori apar izolat, îndeosebi în cuarț.

Distenul și mai ales staurolitul apar destul de rar în regiunea cercetată. De cele mai multe ori, distenul nu apare decît sub forma unor relicte, întrucît este în cea mai mare parte sericitizat.

b) *Micașisturile*

Micașisturile nu apar în regiunea cercetată decît sub forma unor intercalații în paragnaise. Se deosebesc de paragnaise prin structura lor lepidoblastică cu tendință evidentă spre cea porfiroblastică. În compoziția lor mineralogică intră : cuarț, muscovit, biotit, clorit, granați, disten, sillimanit, apatit, zircon, minerale opace și, cu totul sporadic, microclin sau albit.

Prin raporturile de asociere a componentelor apar diferite varietăți de micașisturi, dintre care unele sînt mai muscovitice, iar altele mai biotitice sau mai puțin cuarțoase. Uneori, printr-o dezvoltare mai largă a porfiroblastelor de microclin, ele iau aspectul unor gnaise mixte microclinice.

c) *Șisturile cuarțitice*

Aceste roci apar tot sub formă de intercalații printre paragnaise. Ele prezintă o structură granoblastică și o textură șistoasă, uneori masivă.

În compoziția lor intră : cuarț, albit, muscovit, biotit, sericit, turmalină, apatit, minerale opace. Caracterele fiziografice sînt foarte asemănătoare cu cele ale paragnaiselor. În aspectul lor fiziografic se observă că granulele de cuarț, în general cu conture rotunjite, formează cu cristalele sporadice de albit pături de grosimi care variază de la 0,2 mm la 1 mm, în alternanță cu pături subțiri, formate din mineralele micacee. De cele mai multe ori, păturile micacee sînt însă discontinue. Aspectul psamitic este foarte evident la aceste roci, iar sortarea materialului arată o ritmicitate în ceea ce privește granulometria cristalelor de cuarț. De multe ori mineralele micacee nu sînt reprezentate decît prin solzi fini de sericit.

Atît paragnaisele, micașisturile, cît și cuarțitele arată în mod evident că aceste roci s-au format pe seama unor depozite cuarțo-feldspatice cu mici intercalații mai argiloase sau mai grezoase. În acest întreg pachet de depozite nu se pot separa cu certitudine orizonturi reper, întrucît ele prezintă numeroase tranziții laterale, unele în altele, iar procesele ulterioare de diferențiere metamorfică și de metasomatoză regională au omogenizat unele contacte primordiale mai nete. Acest pachet de sedimente a fost metamorfozat, în condițiile de tranziție, între cele ale faciesului

amfibolitic şi cel albit-epidot-amfibolitic. Prezenţa sillimanitului indică temperaturi şi presiuni ridicate, pe de o parte, iar asociaţia biotit-muscovit, temperaturi mai joase. De altfel, unele parageneze arată şi un început de diaftorizare a acestor roci.

d) *Calcare cristaline*

Aceste roci apar în mod sporadic, sub forma unor lentile sau iviri de dimensiuni în general mici. Singura lentilă mai mare este cea de pe Valea Fetiţei şi culmea Sterminosu.

Structura acestor roci este granoblastică, iar textura masivă slab şistoasă. În compoziţia lor mineralogică, alături de calcit şi dolomit, intră : sericit, cuarţ, albit, microclin, diopsid, actionot, tremolit, antigorit, flogopit, scapolit, apatit, titanit, pirită, fosterit, grafit.

Compoziţia atît de variată a acestor calcare se datoreşte, pe de o parte, faptului că erau puternic impurificate cu diferite substanţe, iar pe de altă parte, condiţiilor de metamorfism de temperatură şi presiune ridicată, similare cu cele ale faciesului amfibolitic. Prezenţa însă a scapolitului indică că rocile acestea au fost afectate, ca şi paragnaisele, de un aport metasomatic destul de pronunţat.

e) *Gnaise mixte*

Gnaisele mixte au o răspîndire destul de largă în regiunea cercetată şi sînt după paragnaise, cele mai răspîndite roci.

Structura lor este granoblastică-porfiroblastică-lenticulară-oculară, iar textura gnaisică pînă la masivă.

În compoziţia lor mineralogică intră : cuarţ, microclin, plagioclazi, biotit, muscovit, epidot, hornblendă, magnetit, titanit, apatit, zircon, pirită etc.

Din punctul de vedere al raporturilor paragenetice au fost deosebite : gnaise mixte biotitice, gnaise mixte cu două mice, muscovitice, leucocrate, cu biotit şi hornblendă, aplitice şi granitice.

În aceste roci, feldspaţii sînt blastici, au un rol preponderent şi apar în procente care trec de 50% din volumul componentelor. Raportul dintre feldspaţii potasici şi plagioclazi variază destul de mult, în sensul că în gnaisele biotitice, el este de 1 : 2, în cele muscovitice 2 : 1, iar în cele aplitice şi granitice aproximativ 1 : 1.

Un alt component important în aceste gnaise este cuarţul, care de asemenea apare în procente ridicate (15—40%). În ceea ce priveşte raportul lui cu feldspaţii, el variază destul de mult : în gnaisele biotitice el este de 1 : 3, în cele muscovitice 1,5 : 2, iar în cele granitice şi aplitice 1 : 2. Există şi unele tipuri de gnaise mai aparte, mai cuarţoase, unde acest raport variază de la 1 : 1 la 2 : 1. Raportul între microclin şi ortoză, în aceste gnaise, înclină întotdeauna în favoarea microclinului. Ortoza

de regulă apare cu totul subordonată microclinului, sau poate chiar să lipsească, ca în gnaisele muscovitice.

Microclinul în mod obișnuit apare sub formă de cristale cu conture lobate și de dimensiuni variabile (0,02 - 6 mm). Frecvent formează concreșteri microperititice sau chiar grafice cu cuarțul. De cele mai multe ori microclinul se prezintă sub formă de porfiroblaste, lentile, ochiuri sau cuiburi pegmatitice.

În foarte multe secțiuni din aceste gnaise se obsevă o microclinizare atît a ortozei, cît și a plagioclazilor. Deseori, se observă cum microclinul se dezvoltă ca o plajă mare, care corodează celelalte componente.

Plagioclazii apar tot subforma unor granule cu conture neregulate și sînt de natura unui albit-oligoclaz cu 5-17% An. În unele gnaise se observă alături de fenomenele de microclinizare și cele de albitizare metasomatică. Frecvent se întîlnesc concreșteri mirmekitice.

Aceste gnaise, atît de variate din punct de vedere mineralogic, structural și textural, s-au format datorită atît a proceselor de diferențiere metamorfică, care uneori au mers pînă la procese incipiente de anatexie selectivă din zonele mobile ale ultrametamorfismului, cît și a unor procese metasomatice regionale.

Se observă, destul de clar, că aceste roci se îmbogățesc treptat în plagioclazi acizi și microclin care înlocuiesc vechii constituenți, mai ales micele și cuarțul. În aceste procese de feldspatizare se deosebesc de cele mai multe ori două faze succesive : prima, în care granulele secundare de albit cuprind relicte de mice și de cuarț sub formă de incluziuni, și a doua fază, în care microclinul înlocuiește nu numai micele și granulele de cuarț, dar corodează și plagioclazii, îndeosebi pe cei mai vechi.

Uneori feldspatizarea se localizează numai pe anumite zone ale șisturilor inițiale, lăsînd alte zone neafectate de aceste procese și în felul acesta iau naștere gnaise mixte cu aspecte liniare, lenticulare sau oculare. Rareori, prin procesele de feldspatizare sînt estompate structurile și texturile primare și iau naștere gnaisele aplitice sau granitice. Există, de asemenea, cazuri cînd datorită proceselor inegale de feldspatizare, care în cea mai mare măsură depind de compoziția și textura rocilor supuse la aceste procese, se formează mase mari de roci cu aspect migmatic, în unele porțiuni, iar în altele, rămîn într-o proporție destul de mare cristalele de mică sau de amfiboli neafectate de aceste procese.

De asemenea, uneori constituenții primari din păturile cuarțo -feldspatice sînt puternic recristalizați și feldspatizați, imprimînd acestor pături aspecte aplitice. Datorită acestei diferențieri metamorfice, ca și anizotropiei structurii și texturii rocilor inițiale, iau naștere de multe ori pături formate din filoane și vine leucocrate, bogate în feldspați și cuarț, și pături bogate în mică sau amfiboli (fig.1).

Aceste filoane sau vine sînt interpretate uneori ca gnaise de injecție, însă în realitate nu avem de-a face cu o magmă fluidă care să fi invadat zonele acestea, ci ne găsim în fața unei diferențieri metamorfice, care s-a produs prin metasomatism și recristalizare în stare solidă.

f) *Gnaisele amfibolice*

Sînt roci care apar ca intercalaţii printre paragnaise, îndeosebi în partea mediană şi de sud-est a regiunii cercetate.

Unele din aceste gnaise, datorită proceselor de feldspatizare, se apropie foarte mult de gnaisele mixte, biotito-hornblendice, altele, prin

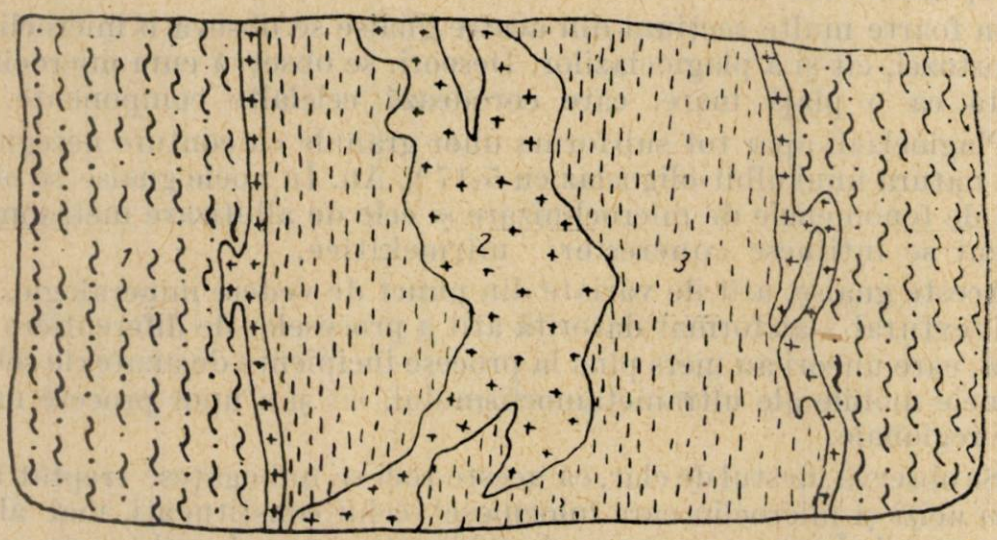


Fig. 1. — Schiţă dintr-un afloriment de pe valea Răscoala, reprezentînd injecţii de cuarţ şi microclin înconjurate de concentraţii biotitice în paragnaise cuarţitice : 1, paragnaise cuarţitice ; 2, injecţii cuarţo-feldspatice ; 3, biotit.

dezvoltarea largă a amfibolilor, se apropie de amfibolite, sau prin idiomorfismul atît al plagioclazilor, cît şi al amfibolilor se apropie de diorite şi metadiorite.

g) *Metadiorite, metagabbrouri amfibolite şi şisturi amfibolice*

Aceste roci apar de obicei sub forma unor intercalaţii fine. Dintre cele mai importante menţionăm lentilele concordante cu rocile înconjurătoare de la Muncelul Cimpii, de pe Culmea Cibanului, valea Şimşorii şi valea Sterminosului.

Caracterele fiziografice a acestor tipuri de roci au fost descrise într-o lucrare a noastră mai recentă (8), cît şi de G. Paliuc (7). Totuşi menţionăm că rocile acestea au suferit o serie de procese de autometasomatism şi de metamorfism regional.

Absenţa uneori totală, în unele corpuri de amfibolite şi de şisturi amfibolice, a saussuritului, confirmată prin independenţa albitului, în general destul de rar, în raport cu granulele de epidot şi zoizit, arată că aceste roci nu au conţinut înaintea metasomatismului plagioclazi. Această constatare ne îndreptăţeşte, în plus, să considerăm că unele din aceste roci sînt de origine sedimentară.

În cele mai multe roci însă, predomină în mare măsură mineralele de neoformaţie, care împiedică întrevederea existenţei unei parageneze mai vechi cu plagioclazi mai bazici, dar dacă luăm în considerare cantitatea mare de saussurit, trebuie să admitem că aceste roci provin din transformarea unor gabbrouri şi diorite.

h) *Eclogite*

Pe Valea Iepei şi Valea Molidului se întîlnesc o serie de lentile de eclogite ca intercalaţii printre paragnaise. În compoziţia acestor roci preponderent intră omfacit şi granaţi de natura piropului. Unele din aceste roci au suferit o serie de procese de transformare, devenind eclogite amfibolice cu epidot sau glaucofan.

Textura eclogitelor este destul de masivă -compactă, iar în compoziţia lor mineralogică, alături de omfacit (circa 60—65%) şi granaţi (4—8%), mai apar amfiboli (6—8%), epidot (10—12 %), minerale opace (0,5—1%), rutil, clorit, fengit, cuarţ).

În eclogitele mai profund afectate de procesele diaftoritice, lamelele de clorit, fengit, şi granulele de epidot formează un fond în care sînt prinse cristale scheletice sau cu aspecte keleifitice de granat, sau cristale de omfacit tremolitizate. Au fost întîlnite şi cristale de tremolit zonate cu un nucleu central de tremolit cu (-) $2V = 35—36^0$ şi $ng : c = 20^0$ şi zone marginale cu culori şi birefrigenţă anormale de glaucofan cu (-) $2V = 64—66^0$ şi $ng : c = 18—20^0$. În felul acesta s-au putut observa două stadii de transformare a omfacitului : în primul stadiu are loc tremolitizarea, iar în cel de-al doilea, glaucofanizarea. Aceste procese de transformare nu se pot produce decît datorită unui proces de aport de sodiu. Este greu de a preciza originea exactă a unor astfel de roci, care nu amintesc decît la exterior eclogitele, iar caracterele lor structurale şi mineralogice sînt foarte diferite de cele ale eclogitelor tipice.

i) *Serpentinitele*

Rocile ultrabazice serpentinizate, în cea mai mare parte, apar ca nişte iviri de dimensiuni mici, în legătură cu amfibolitele de pe culmea Muncelul Cimpii, culmea Muncelul Jieţului şi culmea Cibanu.

După compoziţia lor mineralogică se pot deosebi tipuri de serpentinite cu olivină, tremolit, antigorit şi actinot şi serpentinite antigoritice.

Din asocierea strînsă a acestor roci cu rocile dioritice, s-a tras concluzia că ele provin dintr-o diferenţiere magmatică iniţială, iar transformarea lor ulterioară se datoreşte proceselor metamorfice.

j) *Pegmatitele*

Pegmatitele în regiunea cercetată, apar sub forma unor filoane concordante sau cuiburi în mod neregulat în masa paragnaiselor, a micaşisturilor şi a gnaiselor mixte.

În majoritatea cazurilor sînt formate din plagioclazi, cuarț și muscovit. Foarte rar se întîlnesc pegmatite cu feldspați potasici și biotit. În lentila mare de pegmatit de pe valea Cimpii, cu o structură zonală, în mod sporadic sub formă de cuiburi mici în legătură cu o mică lepidolitică se întîlnesc granule mărunte de granați roșietici.

Pegmatitele acestea, după structura lor zonală, după forma lor de zăcămînt, nu lasă nici o îndoială că s-au format prin procese de diferențiere metamorfică.

k) *Șisturi cu silicați de fier și mangan și șisturi cu oxizi de fier*

Printre paragnaisele de pe pîraile Giorganului, Gîrbovina, Plaiul Godeanului se întîlnesc intercalații de șisturi cu silicați de mangan și fier, similare cu cele din Munții Sebeș (Bretan etc.).

În constituția lor, pe lîngă cuarț intră: dannemorit, spessartin, knebelit, piroxmangit și iacobsit.

Pe valea Răscoala, sub coasta Pîrîul Muncelului, apar cîteva lentile de cuarțite și șisturi amfibolice cu benzi de magnetit. Unele benzi sînt legate însă de intercalații subțiri de șisturi calcaroase.

În zonele mineralizate, alături de magnetit și muschetovit se întîlnește: cuarț, calcit, hornblendă, diopsid, biotit, zoizit, calcit, titanit și apatit.

În șisturile calcaroase, în afară de mineralizația de magnetit, mai ales în cele cu silicați (diopsid) se întîlnesc slabe mineralizații de molibdenit, care au fost întîlnite nu numai în regiunea Răscoala, unde apar sub formă de fluturași în mod cu totul sporadic, ci și pe văile Fetița și Sterminosu, sub formă de filonașe.

În legătură cu șisturile cuarțitice cu biotit și îndeosebi cu șisturile amfibolice cu granați, alături de mineralizația cu magnetit se întîlnesc benzi sau cuiburi subțiri de pirită și calcopirită. În unele porțiuni, pirita poate să formeze aglomerații lentiliforme mult mai groase, predominînd chiar asupra acelora de magnetit. Aceste mineralizații de magnetit, pirită și molibdenit s-au format nu pe seama unui skarn de reacție, ci datorită proceselor de diferențiere metamorfică, diferențiere care a dat naștere în parte și la gnaisele mixte din jur.

l) *Roci diaftorizate*

În zona valea Cimșoara, izvoarele Șimșorii, culmea Muncelul Jiețului, Valea Muncelului apar roci diaftorizate reprezentate prin șisturi micacee cu clorit și sericit, șisturi actinolitice, șisturi cuarțitice cu clorit.

De fapt procesele de diaftoreză au afectat toate tipurile de paragnaise, gnaise mixte, cuarțite, micașisturi sau roci amfibolice.

Studiul paragenezelor rocilor diaftorizate scoate în evidență că aceste procese au avut loc în condițiile faciesului de șisturi verzi și eventual, în parte, în cele ale faciesului albit-epidot-amfibolitic. De aceste pro-

cese au fost afectaţi în aceeaşi măsură feldspaţii, ca şi micele, granaţii, hornblenda, magnetitul şi ilmenitul.

Procesele care au dus la diaftorizarea acestor roci au fost, pe de o parte, de natură mecanică, iar pe de alta, metasomatică. Cele mecanice, au dus atît la cataclazarea şi fisurarea mineralelor şi în acest sens cuarţul a avut cel mai mult de suferit, cît şi la producerea dezechilibrelor chimice. Procesele metasomatice, datorită îndeosebi fenomenelor de diferenţiere metamorfică, prin acţiunea lor au produs o serie de substituiri şi de coroziuni, care au dus la formarea de noi parageneze stabile în noile condiţii create.

Se observă că sub influenţa acestui metamorfism, în jurul atît al microclinului, cît mai ales a ortozei se formează aglomerări de solzi de sericit, iar porfiroblastele de feldspaţi în unele tipuri de gnaise, sub influenţa mişcărilor diferenţiale de rotaţie, au fost răsucite.

Plagioclazii sînt puternic saussuritizaţi prezentînd zone marginale albitice, lipsite de aglomerările epidoto-zoizitice.

Paralel cu sericitizarea şi saussuritizarea feldspaţilor are loc, pe o scară largă, cloritizarea mineralelor melanocrate. Ca un proces frecvent întîlnit, menţionăm eliberarea moleculei TiO_2 din compoziţia biotitului şi depunerea lui sub formă de cristale aciculare de sagenit.

La unele din gnaise şi chiar în micaşisturi se întîlnesc minerale relicte de granat, staurolit, biotit, minerale caracteristice faciesurilor de temperaturi şi presiuni mai înalte, în asociaţie cu clorit, sericit, zoizit, caracteristice faciesului de temperaturi joase.

Din punct de vedere structural apar frecvent structurile clivajului fals şi macle de alunecare. Se observă cum fisurile taie sub un unghi variabil şistozitatea (statistic 37°). Paralel cu fisurile se întîlnesc aglomerări de solzi şi lamele de sericit şi clorit.

În ce priveşte maclele de alunecare, acestea se întîlnesc atît la plagioclazi, cît şi la celelalte minerale ca mice sau amfiboli.

C. GRABENUL JIEŢULUI

De-a lungul văilor Cerna, Jiu, Jieţ, Latoriţa, începînd din paleozoicul inferior, s-a instalat un sinclinal în graben care a jucat pe verticală atît în orogeneza hercinică, cît şi în cea alpină.

Umplutura acestui graben în regiunea cercetată (valea Jiului românesc, Jieţul, Latoriţa) este formată din şisturi cristaline ale seriei de Tulişa (devonian, eventual silurian—carbonifer superior), depozite mezozoice, reprezentate prin calcare recifale urgoniene, ofiolite, depozite neogene, şi material milonitic şi brecios, provenit din cele două socluri cristaline laterale.

Grabenul Jiu—Jieţ—Latoriţa este mărginit de două falii majore şi de un sistem de falii paralele care îl însoţesc atît în partea nordică, cît şi în cea sudică a sa. El este de asemenea brăzdat de erupţii de roci ultrabazice şi bazice, care se înşiruie în tot lungul său. De multe ori, faliile

care mărginesc acest graben, în unele locuri sînt estompate, cum e cazul de exemplu în Boianu, apoi reapar pregnant pe valea Latoriţa.

Într-o lucrare mai recentă (10) am descris un graben pe valea Lotrului, de o mai mică amploare, pe o direcţie aproape perpendiculară pe direcţia grabenului Jieţ—Latoriţa.

De fapt grabenul Jieţ—Latoriţa, în sectorul Gîrbovul—Coasta lui Rusu—Găuri, se ramifică spre sud-est, ca apoi să se îngusteze în zona Boianu şi apoi din nou să se lărgească începînd din Huluzu şi valea Lotrului. De-a lungul acestui graben, între localitatea Jieţ şi valea Lotrului, apar toţi termenii seriei de Tulişa. Astfel, în bază se întîlnesc sernifite puternic metamorfozate, atît dinamic, cît şi metasomatic care stau discordant peste şisturile cristaline ale seriei de Drăgşan (complexul amfibolitic). Elementele care intră în constituţia acestor sernifite provin, pe de o parte, din şisturile cristaline ale seriei de Drăgşan, iar pe de alta din granitoide. Matricea acestor sernifite este de natură argiloasă-arcoziană.

Peste sernifite urmează un pachet destul de subţire de arcoze alberoşietice, bogate în microclin şi plagioclazi, minerale care amintesc prin caracterele lor fiziografice pe cele din rocile granitoide. Peste aceste arcoze urmează, uneori prin treceri gradate, calcarele albe-cenuşii, microcristaline, în plăci. De cele mai multe ori, calcarele se dispun însă discordant peste fundamentul cristalin sau peste rocile granitoide.

În regiunea cercetată, calcarele acestea apar de o parte şi alta a văii Gîrbovul, unde se aşează peste şisturile amfibolice ale seriei de Drăgşan. Tot peste aceste şisturi amfibolice stau şi calcarele de la obîrşia văii Ţiganului.

Orizontul de calcare microcristaline în plăci, din culmea Coasta lui Rusu, se aşează discordant peste granitele de la Mîndra—Coasta lui Rusu, iar în partea de est, înspre culmea Găuri, aceleaşi calcare se aşează peste amfibolitele seriei de Drăgşan. În axul sinclinalului pe care îl formează calcarele, apare şi orizontul median al seriei de Tulişa, reprezentat prin roci verzi străbătute de roci ofiolitice. Sub culmea Coasta lui Rusu, în apropiere de limita calcarelor cu rocile granitoide şi pe versantul estic al culmii, se întîlnesc două intercalaţii de şisturi din orizontul rocilor verzi, ca nişte solzi prinşi în cutarea seriei de Tulişa.

Aşa cum am mai menţionat şi în lucrările noastre anterioare (10), (12), aceste calcare prin lovire se desfac în plăci şi emană miros de bitumene. În general sînt destul de pure, însă pe feţele de şistozitate conţin numeroase lamele de clorit şi sericit. Foarte rar conţin în cantitate cu totul neînsemnată cuarţ, feldspaţi şi o substanţă amorfă închisă la culoare.

Peste aceste calcare urmează orizontul median al seriei de Tulişa, reprezentat prin roci verzi, orizont cu o răspîndire largă, îndeosebi în zona Gîrbovu—Zănoaga Verde şi Coasta lui Rusu. Rocile verzi sînt reprezentate prin şisturi clorito-sericitoase, şisturi clorito-epidotice cu albit şi calcit, şisturi epidotice, şisturi clorito-epidotice cu zoizit şi tremolit, şisturi cloritice cu actinot şi albit, şisturi actinolitice, şisturi cuarţitice cu clorit, epidot şi actinot, corneene şi intercalaţii de calcare.

Peste acest orizont median se dispune, tot în mod discordant, orizontul superior al seriei de Tulişa reprezentat prin filite grafitoase negre sa-

tinate, şisturi cuarţitice mai mult sau mai puţin arcoziene, grafitoase etc. Acest orizont are o dezvoltare largă de-a lungul văii Jieţului pînă spre „Barăci", unde este acoperit de depozitele cuaternare de la cotul Jieţului. El reapare apoi pe versantul vestic al culmii Gîrbovul şi pe versantul estic al culmii Boianu—Huluzu. Sub formă de petece mici apare şi pe versantul estic al culmii Gîrbovul, ca şi în marele circ glaciar de la Găuri.

Peste şisturile cristaline ale seriei de Tulişa se dispun discordant calcare recifale, compacte, gri-albe, în facies urgonian. Astfel de calcare întîlnim pe valea Jieţului, îndeosebi pe versantul nordic al grabenului.

De o parte şi de alta a grabenului, în tot lungul său, se întîlnesc din loc în loc brecii şi cataclazite cimentate. Elementele acestor brecii şi a cataclazitelor, provin atît din şisturile seriei de Tulişa, cît şi din şisturile cristaline ale autohtonului şi ale Pînzei getice. Unele din aceste roci brecioase sînt cimentate cu acelaşi material sau cu unul foarte eterogen. Printre aceste brecii de natură tectonică, se întîlnesc unele care sînt perfect şistoase şi se vede că şi ele au suferit un metamorfism dinamic, iar altele, cele mai numeroase, mai ales cele cu ciment eterogen, nu arată nici-o şistozitate şi n-au fost afectate de nici un fel de metamorfism.

Ofiolitele

De-a lungul grabenului Jieţ — Latoriţa apar din loc în loc intruziuni mici de serpentinite şi gabbrouri. S-au putut separa două nivele diferite. Nivelul inferior al acestor ofiolite este legat de orizontul median al seriei de Tulişa, cum sînt serpentinitele de la Coasta lui Rusu şi din Găuri. Nivelul superior străbate şi orizontul superior al seriei de Tulişa şi se poate urmări îndeosebi pe flancul nordic al grabenului, între satul Jieţ şi valea Lotrului.

Ofiolitele din nivelul inferior sînt mult mai uniforme, cu excepţia celor de la Coasta lui Rusu şi mai sărace în relicte de minerale principale, în schimb sînt foarte bogate în minerale accesorii (magnetit, cromit, pirită, calcopirită, uneori şi pirotină).

D. DOMENIUL AUTOHTONULUI DANUBIAN

În constituţia lui intră : roci granitoide, şisturi cristaline ale seriei de Lainici — Păiuş şi cele ale seriei de Drăgşan.

În regiunea cercetată formaţiunile autohtonului danubian se dezvoltă în partea de sud a văii Jieţului şi ocupă înălţimile cele mai mari ale regiunii.

1) *Roci granitoide*

Aceste roci se dezvoltă în partea de SE a regiunii cercetate, între Mîndra — Jieţ — Coasta lui Rusu — Gîlcescu — Setea.

După compoziţia mineralogică, structură şi textură, rocile se repartizează îndeosebi la granodiorite, unele cu biotit, altele cu biotit şi hornblendă, cu textură în general orientată. În culmea Mîndrei şi sub vîrful Gruiu am întîlnit şi tipuri de diorite cuarţifere cu hornblendă.

În general rocile sînt bogate în plagioclazi şi sărace în feldspat potasic. Conţinutul în anortit al plagioclazilor variază între 18 şi 35%. Ca o caracteristică generală a acestor cristale o reprezintă incluziunile microlitice de clinozoizit, epidot, albit şi cuarţ. Datorită eforturilor mecanice la care au fost supuse aceste cristale, după cristalizarea lor, ele au suferit o serie de procese de fisurare şi cataclazare. Datorită acestor procese mecanice, ca şi a celor de metasomatoză postmagmatică, rocile capătă uneori o textură rubanată şi o structură microgranoblastică. Frecvent se întîlnesc concreşteri mirmekitice. Feldspatul potasic este reprezentat atît prin microclin, cît şi prin ortoză, care în general sînt micropertitice. Cuarţul, biotitul, hornblenda şi mineralele accesorii (titanit, apatit, zircon, rutil, ortit) nu prezintă caractere fiziografice deosebite.

2) *Şisturile cristaline ale seriei de Lainici — Păiuş*

Şisturile cristaline ale acestei serii nu apar în regiunea cercetată decît în colţul de nord-vest al ariei de răspîndire a autohtonului.

P a l i u c (7) descrie zona aceasta sub denumirea de zona Slima. Din cercetările pe care le-am făcut în zonele de largă răspîndire a seriei de Lainici — Păiuş (Munţii Vulcan), considerăm că zona Slima se poate paraleliza pînă la identitatea cu seria de Lainici — Păiuş.

Ceea ce trebuie să menţionăm este faptul că în zona aceasta, şisturile cristaline ale seriei de Lainici—Păiuş sînt pe de o parte, mai intens influenţate de procesele metasomatice, iar pe de altă parte prezintă destul de frecvent caractere cataclastice.

Structura acestor roci este granolepidoblastică, porfiroblastică, iar textura gnaisică pînă la şistoasă-cataclastică.

În compoziţia lor intră: plagioclazi în general acizi (5—11% An), ortoză şi microclin micropertitice, cuarţ în granule alungite, dantelate şi aşchioase, epidot, biotit cloritizat, sericit, clorit, calcit, titanit, rutil, zircon, sagenit, ortit şi plaje limonitice.

Caracterul fiziografic scoate în evidenţă aspectul psamitic, similar cu cel al seriei de Lainici—Păiuş. Peste acest caracter psamitic, se suprapun procesele metasomatice şi diaftoritice.

3) *Seria de Drăgşan*

Şisturile cristaline ale acestei serii au cea mai largă răspîndire în regiunea cercetată şi sînt reprezentate atît prin orizontul inferior amfibolitic, cît şi prin cel superior sericito-cloritos.

Complexul amfibolitic este reprezentat prin diferite tipuri de gnaise amfibolice, care amintesc uneori de metadiorite, amfibolite, hornblendite,

şisturi actinolitice cu tremolit şi filoane granodioritice şi aplitice ale masivului de granitoide.

De cele mai multe ori, din cauza tranziţiilor este imposibil de separat cartografic diversele tipuri de roci amfibolitice, din care cauză ele vor fi tratate în ansamblu.

Menţionăm doar, că din studiul compoziţiei mineralogice, a structurilor şi texturilor şi mai ales a elementelor relicte, reiese că aceste roci s-au format din metamorfismul unui material piroclastic şi al unor erupţii bazice în condiţiile faciesului amfibolitic.

Aceste depozite s-au sedimentat într-un geosinclinal de vîrstă precambriană cu o vie activitate magmatică iniţială. Într-o fază mult mai tîrzie, probabil în timpul orogenezelor cambriene cînd au luat naştere şisturile cristaline ale orizontului superior (complexul sericito-cloritos) şi a celor caledoniene, cînd s-au pus în loc rocile granitoide, şisturile cristaline ale complexului amfibolitic au suferit procese de adaptare prin diaftoreză la noile condiţii de metamorfism. Din cauza aceasta, ele se prezintă actualmente ca nişte şisturi care au fost metamorfozate în condiţiile faciesului albit-epidot-amfibolitic şi chiar ale şisturilor verzi.

Complexul sericito-cloritos are o răspîndire destul de restrînsă în regiunea cercetată şi apare mai mult sub forma unor intercalaţii sau solzi.

În constituţia acestui complex intră diverse tipuri de şisturi care provin din metamorfismul fie al unui material mixt, tufitic, fie al unui material tufaceu sau detritic. Din cauza aceasta, şisturile cristaline ale acestui complex sînt mult mai eterogene şi mai variate.

Dintre rocile cele mai frecvente menţionăm: şisturi sericito-cloritoase, şisturi sericitice $\pm$ grafit, şisturi cloritoase, şisturi cloritoase cu epidot, actinot şi albit, calcare cristaline şi şisturi cuarţitice cu clorit sau sericit.

Structura acestor roci este granolepidoblastică sau lepidonematoblastică-porfiroblastică, iar textura şistoasă, uneori filitoasă. În ansamblu, în compoziţia lor intră: sericit, clorit, cuarţ, actinot, epidot, zoizit, albit, calcit, apatit, leucoxen, granaţi, oxizi şi hidroxizi de fier, pirită etc.

TECTONICA

Din punct de vedere tectonic în regiunea cercetată s-au separat: Domeniul getic, Grabenul Jieţ — Latoriţa şi Domeniul autohtonului danubian. Depozitele neogene ale bazinului Petroşeni, întrucît apar numai în rama de vest a regiunii şi ca nişte petice izolate, nu vor face obiectul unor discuţii tectonice.

Domeniul getic, după cum am mai menţionat este reprezentat atît prin fundamentul său cristalin, cît şi prin cuvertura sedimentară alcătuită din: calcare albe-cenuşii-roşietice, atribuite malmului-cretacicului inferior şi gresii conglomeratice, atribuite cretacicului superior.

Depozitele mezozoice, îndeosebi cele ale cretacicului superior, iau contact fie cu depozitele neogene (burdigalian), fie cu fundamentul cris-

talin, printr-o falie de direcţie aproximativă est-vest, începînd de la vest de Taia şi pînă la valea Băniţa (la vest de valea Răscoala).

În fundamentul cristalin se disting două falii majore de direcţie aproximativă N—S. Una orientată pe direcţia Clăbucet—Dealul Iepei şi alta Smida Mare—Fometescu (9).

În afară de aceste falii, în regiune se mai întîlnesc şi o serie de falii cu caracter local, avînd diverse direcţii. Din raporturile care există între aceste falii se constată că cele cu direcţia N—S sînt cele mai noi, tăind şi deplasînd celelalte sisteme.

În ceea ce priveşte structurile plicative, se constată o serie de cute anticlinale, de obicei deversate spre nord, sau asimetrice şi faliate. În cutele anticlinale apar de obicei rocile cuarţoase, iar în cele sinclinale rocile mixte. Structurile acestea atît plicative, cît şi disjunctive se datoresc în cea mai mare parte fazelor orogenice antehercinice.

Pe o direcţie aproximativă E—V, între Răscoala şi Sterminosu se observă o inflexiune în care s-au depus sedimente mezozoice şi neogene.

Datorită proceselor orogenice ulterioare fazei principale de metamorfism, rocile au fost supuse la o serie de cataclazări şi adaptări la noile condiţii. În felul acesta s-a individualizat o zonă mai pregnant diaftoritică. De altfel, aşa după cum am mai menţionat, cristalinul Pînzei getice a suferit procese de diaftorizare mai mult sau mai puţin evidenţiate.

Majoritatea elementelor structurale din cristalinul getic, după cum am mai menţionat, au o direcţie N—S sau NNE—SSV, perpendicular sau oblic pe planul de şariaj al Pînzei getice, ceea ce ne duce la concluzia că majoritatea acestor structuri s-au format înaintea acestuia.

GENEZA ŞI EVOLUŢIA GRABENULUI

Actualul amplasament al Carpaţilor Meridionali reprezintă un eugeosinclinal, în care în procesul de consolidare şi de reducere a mobilităţii sale au apărut o serie de fracturi adînci şi inflexiuni fracturate sub formă de şanţuri. Aceste fracturi şi şanţuri au fragmentat fundamentul cristalin precambrian în corpuri cristaline rigide, din care s-a individualizat unul în partea de nord a lanţului carpatic şi altul în partea de sud. Blocurile acestea tectonice au fost afectate de o serie de deplasări unele faţă de altele, atît pe verticală, cît şi pe orizontală. Peste aceste masive rigide s-au grefat zone şi structuri cutate caledoniene, hercinice sau alpine. Faza orogenică, mai ales caledoniană, în masivul rigid din sud, a provocat o serie de dislocaţii datorită intruziunii îndeosebi, a rocilor granitoide.

În zona de puternică inflexiune şi fracturare Latoriţa—Jieţ—Jiu—Cerna a luat naştere un graben, care este adînc încastrat printre formaţiunile precambriene şi cambriene, sub forma unui şanţ îngust şi lung.

Fracturile marginale ale acestui graben sînt puternic înclinate spre nord. De altfel, în zona văii Jieţului, M r a z e c, M u r g o c i şi B. v. I n k e y au menţionat printre primele lor lucrări (1), (2), (3) o zonă de falii, denumind-o „linia Jieţului" sau „falia Jieţului"; ceva mai tîrziu, G. M. M u r g o c i, în lucrarea sa de sinteză asupra tectonicii Carpaţilor

Meridionali, a considerat falia care mărginește spre nord grabenul ca o falie de încălecare.

Date referitoare la existența acestei fracturi adînci ne-o confirmă și observațiile pe care le-am făcut cu ocazia unui cutremur de pămînt cu caracter local din iulie 1962. Din cercetările de anchetă executate în urma acestui cutremur de pămînt, a reieșit într-un mod foarte evident că, în localitățile de-a lungul acestui graben (Ciunget—Obîrșia Lotrului—Jieț—Petrila—Petroșeni—Lupeni—Cîmpul lui Neag), intensitatea cutremurului era destul de mare (populația în plină noapte a ieșit din case), în timp ce în localitățile mai mult sau mai puțin îndepărtate (Rm.-Vîlcea, Sebeș Alba, Hațeg, Tg.-Jiu, Horezu), el n-a fost sesizat de cît de unii paznici de noapte, de ciobani etc. și într-un mod cu totul confuz.

După natura materialului depus în acest graben și din raporturile analitice dintre diferitele fracturi se constată că unele din ele sînt de vîrstă prepaleozoică, altele premezozoică și altele preneozoică și chiar neozoică.

Paralel cu acest graben de direcție aproximativă E—V, ceva mai la sud, s-a format o fractură adîncă care separă șisturile cristaline ale seriei de Lainici — Păiuș, de cele ale seriei de Drăgșan, fractură care cu timpul s-a stabilizat și n-a mai funcționat în fazele orogenice mai noi, întrucît în multe porțiuni ea este mascată de intruziunile de roci granitoide, de șisturile cristaline ale seriei de Tulișa sau de depozitele mezozoice.

În evoluția acestei zone mobile a grabenului, se constată mai multe faze. Începînd cu paleozoicul inferior, în devonian, sau silurian se instalează aici un geosinclinal paleozoic, în care s-au acumulat depozite terigene, calcaroase, argiloase, vulcanogene și calcare recifale.

În faza sudetă a orogenezei hercinice, aceste depozite au fost metamorfozate, cutate strîns, în genere izoclinal, și injectate de magme bazice și ultrabazice (ofiolite) în facies hipoabisal, sub formă de silluri.

Înaintea jurasicului, zona aceasta a căpătat o mobilitate destul de mare, fapt care a provocat transgresiunile mezozoice și formarea celui de-al doilea etaj structural, superior, în cuprinsul căruia se distinge zona depresionară a văii Jiului românesc.

În ciclul orogenic alpin s-a produs în parte fragmentarea tuturor unităților structurale, atît datorită gradului de mobilitate a fiecărei zone, cît și prin ridicarea lor la diferite nivele și prin șariajul zonei rigide nordice peste zonele cutate sudice.

Grabenul Latoriția—Jieț, este format dintr-o serie stratigrafică normală a cuverturii autohtonului, reprezentînd întreaga scară stratigrafică a seriei de Tulișa, depozitele mezozoice, seria ofiolitică paleozoică și mezozoică, breciile tectonice.

În dispoziția formațiunilor care alcătuiesc acest graben, ca și a fracturilor care-l delimitează se poate conchide că în zona Cibanu, Zănoaga, Găuri, Coasta lui Rusu, zona de ramificare a acestui graben, spre sud, are o ridicare axială maximă. În această zonă depozitele mezozoice lipsesc și ies la zi orizontul median și cel inferior al seriei de Tulișa, așa cum se vede din cele două schițe (fig. 2 și 3). Spre vest de această zonă, grabenul se afundă treptat și apar la zi orizontul superior al seriei de Tulișa, calcarele mezozoice și ofiolitele mezozoice. Spre est de această zonă se observă

de asemenea o afundare. Pe valea Lotrului, apare orizontul superior al seriei de Tulişa şi şisturi cristaline ale Pînzei getice. La est de confluenţa celor trei Latoriţe se remarcă din nou o ridicare axială a acestui graben.

În ceea ce priveşte tectonica autohtonului danubian, remarcăm marele anticlinal, de direcţie aproximativă est-vest, Mîndra — Gruiu —

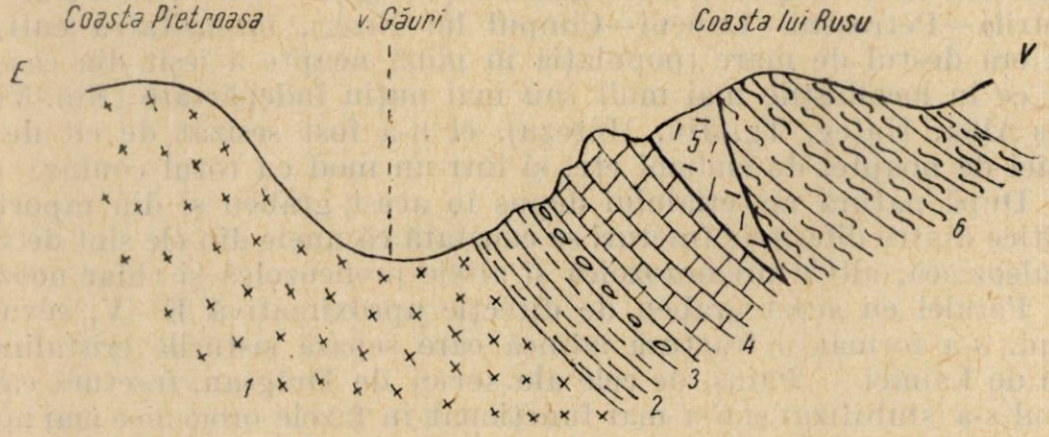


Fig. 2. — Schiţă geologică între Coasta lui Rusu şi vîrful Pietroasa (văzut dinspre Pietroasa) reprezentînd raporturile dintre rocile granitoide şi formaţiunile seriei de Tulişa ; 1, granit gnaisic ; 2, complex amfibolitic ; 3, conglomerate ; 4, calcare (Tulişa), 5, serpentine, 6, roce verzi (Tulişa).

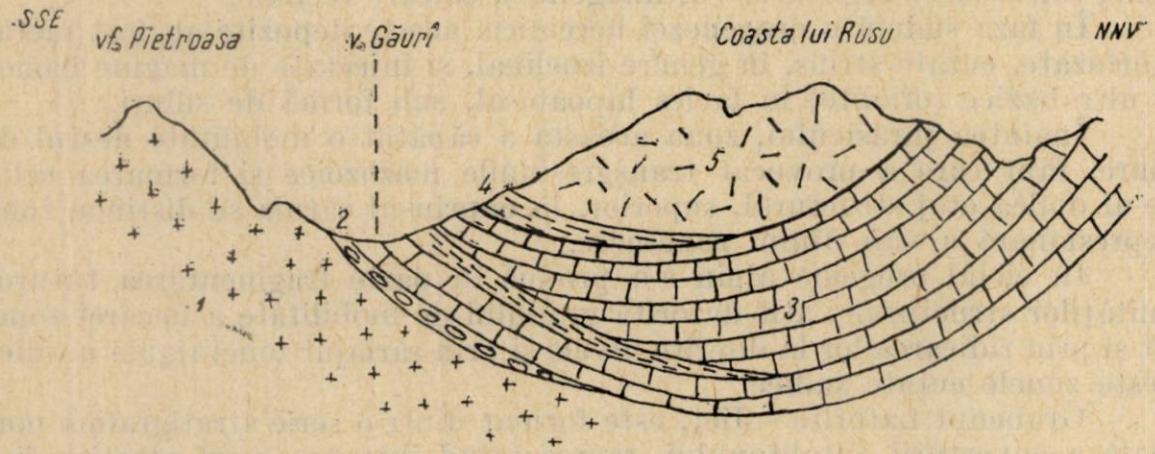


Fig. 3. — Schiţă geologică între coasta Pietroasa şi Coasta lui Rusu, reprezentînd raporturile dintre fundamentul cristalin al autohtonului, formaţiunile seriei de Tulişa şi rocile granitoide : 1, granit gnaisic ; 2, conglomerate ; 3, calcare (Tulişa) ; 4, roce verzi (Tulişa) ; 5, serpentine.

Gîlcescu, format din roci granitoide, anticlinalul Jieţ—Cîrja, de direcţie NNE—SSV, format din şisturile cristaline ale complexului amfibolitic, marea falie de direcţie NV—SE şi falia Cîrja — Sliveiu de direcţie NNV —SSE, care separă cele două complexe cristaline ale seriei de Drăgşan. De asemenea menţionăm poziţia de prag tectonic a masei de roci granitoide de la izvoarele Jieţului şi de la izvoarele văii Lotrului care flanchează

L. PAVELESCU ŞI MARIA PAVELESCU

HARTA GEOLOGICĂ

A REGIUNII CUPRINSE INTRE

BAZINUL JIULUI TRANSILVAN ŞI BAZINUL VĂII JIEŢULUI

0 1 2 Km

LEGENDA

CUATERNAR

a. Aluviuni, conuri de dejecţie, grohotiş
b. Depozite glaciare

TERŢIAR

BURDIGALIAN (conglomerate)
OLIGOCEN (marno-argile cu cărbuni)
EOCEN (depozite roşii)

PÎNZA GETICĂ

INVELIŞUL SEDIMENTAR

CRETACIC SUPERIOR (gresii conglomeratice)
JURASIC-CRETACIC INFERIOR (calcare noduloase coraligene + marne roşii)

FUNDAMENTUL CRISTALIN

Zona dieftorizată
Paragnaise micacee, cu biotit, cu granaţi, cu clorit, cu staurolit, cu disten şi cu sillimanit
Pegmatite
Şisturi cuarţitice ± feldspatice
Micaşisturi
Gnaise mixte
Amfibolite, şisturi amfibolice
Gnaise amfibolice, metadiorite, metagabbrouri
Eclogite
Serpentinite
Calcare cristaline cu silicaţi

OFIOLITE

Serpentinite

GRABENUL JIEŢULUI

JURASIC-CRETACIC INFERIOR (calcare)

SERIA DE TULIŞA

ORIZONT SUPERIOR (filite grafitoase, sericitoase, etc.)
ORIZONT MEDIAN (roce verzi)
Peridotite, serpentinite
ORIZONT INFERIOR (conglomerate şi calcare)

AUTOHTON

ROCE GRANITOIDE

SERIA LAINICI-PĂIUŞ: gnaise psamitice, şisturi cuarţitice, milonite, etc.

SERIA DRĂGŞAN

COMPLEXUL SERICITO-CRITOS (şisturi sericito-cloritoase, şisturi sericitice ± cu grafit, şisturi cloritoase, şisturi clorit[illegible] cu epidot, actinot şi albit, şisturi cuarţitice cu clorit sau sericit)
Gnaise cloritice ± actinot ± epidot
Aplite (A), pegmatite (P) [illegible]arţuri (Q)
COMPLEXUL AMFIBOLIC (amfibolite, şisturi amfibolice, gnaise amfibolice)
Calcare cristaline
Serpentinite
Roci milonitizate sau cataclazale
Minereu (silicaţi de mangan şi fier + oxizi şi hidroxizi, magnetit)

Linie de contact anormal
F Falie
Linie de discordanţă
Cută anticlinală
Cută sinclinală
Explorări părăsite

Fig.

grabenul în zona Zănoaga Verde — Coasta lui Rusu. Din dispoziţia liniilor tectonice, în cadrul cristalinului se observă două sisteme de falii care se intersectează sub unghiuri diferite, în general mari, în regiunea cercetată.

BIBLIOGRAFIE

1. Mrazec L., *Contribuţiuni la studiul petrografic al rocilor din zona centrală a Carpaţilor de Sud, şi anume din judeţele Mehedinţi, Gorj şi Muscel*, An. Mus. de geol. şi paleontol., 1894, Bucureşti, 1895.
2. Murgoci G. M., *Dare de seamă asupra cercetărilor geologice din vara anului* 1897 — *II Masivul Parîngului*, Bucureşti, 1898.
3. — *Darea de seamă a cercetărilor geologice din vara anului* 1898 — *V — Grupul superior al Cristalinului în Masivul Parîng*, Bul. Soc. Ing. de Mine, 1989, **III**, *1*.
4. — *Contribuţiuni la studiul petrografic al rocilor din zona centrală a Carpaţilor Meridionali Români. IV. Serpentinele din Urde, Muntinu şi Găuri, Masivul Parîng*, An. Mus. geol. şi paleontol., 1893, Bucureşti, 1898.
5. — *The Geological Synthesis of the South Carpathians*, C. R. XI Congr. Geol. Internat., Stockholm, 1910.
6. Nopcsa F. de, *Zur Geologie der Gegend zwischen Gyulafehérvár, Deva Ruszkabanya und der rumänischenlandesgrenze*, Jahrb. d. Kgl. ung. geol. Anst. Budapesta, 1905, **XIV**, *III*.
7. Paliuc G., *Etude géologique et pétrographique du Massif du Parîng et des Munţii Cimpii (Carpates Méridionales)*, An. Inst. Géol. Rom., Bucureşti, 1937, **XVIII**.
8. Pavelescu L. şi Pavelescu M., *Cercetări geologice şi petrografice între Oaşa (M. Sebeş) Urdele (M. Parîng)*, St. şi cerc. de geol., geof., geogr., Seria geologie, 1965, **10**, *1*.
9. — *Contribution a l'étude des roches ophiolitiques de la zone des Monts Lotru et Parîng*, Ass. Geol. Carpato-Balkanique, VII-ème Congres, Sofia, 1965, **III**.
10. Pavelescu L., *Cercetări geologice şi petrografice în Munţii Sebeşului*, An. Com. Geol., Bucureşti, 1955, **XXVIII**.
11. — *Consideraţii mineralogice asupra unor şisturi cu silicaţi de mangan şi fier din Munţii Sebeş*, Com. Acad. R.P.R., 1955, **V**, *2*.
12. Ştefănescu Gr., *Raport asupra constituţiei geologice a judeţelor : Gorj, Mehedinţi şi Dîmboviţa*, An. Bir. Geol., Bucureşti, 1882—1883, **1**, *2*.

Institutul de petrol, gaze şi geologie

Primit în redacţie la data de 2 februarie 1966

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA VÎRSTEI PRODUSELOR VULCANICE DIN REGIUNEA HĂRȚĂGANI—TRESTIA (MUNȚII METALIFERI)

DE

G. CIOFLICA, GH. ISTRATE, GH. POPESCU și G. UDUBAȘA

55(05)

Molasa miocenă din regiunea Hărțăgani—Trestia este constituită din complexul Pietrișurilor de Almașul Mare (helvețian terminal) și complexul vulcanogen-sedimentar (tortonian). În cadrul complexului vulcanogen-sedimentar au fost separate trei nivele caracterizate prin anumite asociații microfaunistice și litologice, în care piroclastitele au un rol deosebit de important. Acestor formațiuni le sînt asociate riodacite de Băița (helvețian terminal) și dacite de Draica (tortonian superior). Discordant pe aceste depozite stă masa principală de vulcanite (sarmațian-panonian) formată din andezite cuarțifere de Vălișoara, andezite de Făirag, dacite de Cetraș, andezite cuarțifere de Știrba și andezite de Zîmbrița.

Depozitele miocene și produsele vulcanice tinere asociate lor au o mare dezvoltare în regiunea Hărțăgani—Trestia; ele aparțin zonei de scufundare Brad—Săcărîmb, colmatată cu depozite de molasă neogenă.

În regiunea Hărțăgani—Trestia depozitele miocene și vulcanitele asociate lor stau discordant pe complexul ofiolitic jurasic și pe calcarele de Stramberg (fig. 1). Depozitele miocene sînt reprezentate prin complexul Pietrișurilor de Almașul Mare (helvețian terminal) și complexul vulcanogen-sedimentar (tortonian)[1].

Complexul Pietrișurilor de Almașul Mare este constituit din pietrișuri și microconglomerate slab cimentate, gresii friabile, uneori ușor micacee, cenușii sau roșcate, nisipuri argiloase și argile gălbui sau roșcate. La partea superioară a acestui complex predomină argilele roșcate sau cenușii, ușor micacee, cu stratificație bine exprimată (fig. 2).

În regiunea Băița, la sud-est de Măgura Săliștei, complexul Pietrișurilor de Almașul Mare conține intercalații de piroclastite riodacitice

[1]) Cioflica G., Istrate Gh. și Udubașa G. G., *Studiul mineralogic și petrografic al rocilor vulcanice din regiunea Hondol-Vălișoara (Porcurea) (Munții Metaliferi)*; Raport geologic, Arhiva Inst. Geologie-Geografie al Academiei Republici Socialiste România, 1964.

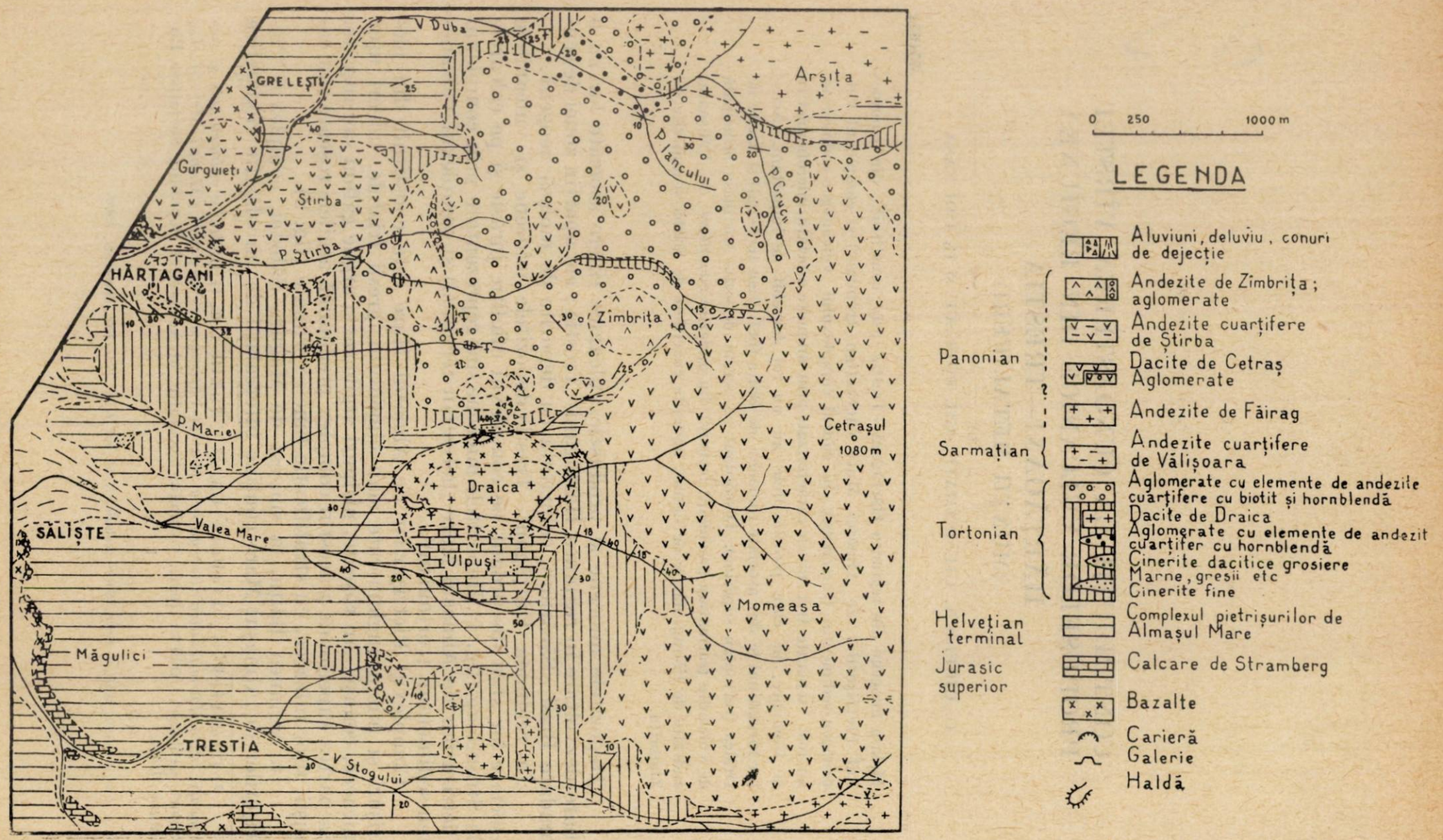


Fig. 1. — Harta geologică a regiunii Hărțăgani—Trestia.

și cinerite psamitice cu caracter riodacitic. La nord de Troița, pe pîrîul Peștereanului, și la sud de Trestia, pe versantul stîng al Pîrîului Ursului, în baza complexului Pietrișurilor de Almașul Mare se găsesc tufite cu radiolari, care stau pe riodacite de Băița.

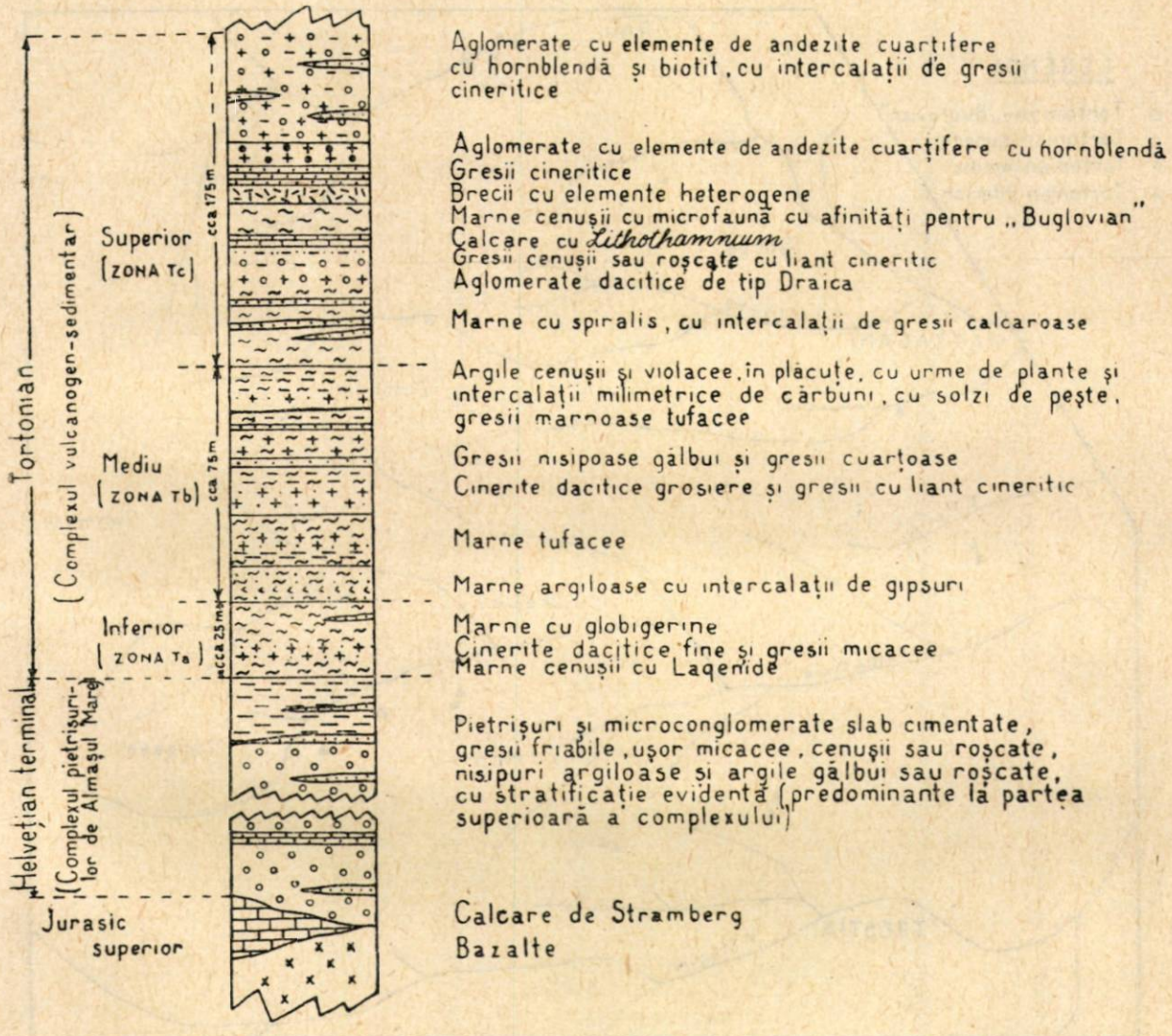


Fig. 2. — Coloana litostratigrafică sintetică a formațiunilor miocene din regiunea Hărțăgani—Trestia.

T. P. Ghițulescu și M. Socolescu (7) au atribuit complexul Pietrișurilor de Almașul Mare — tortonianului, iar Gh. Mantea și colab. [2] — tortonianului mediu. În acest sens se impune o precizare, și anume că în împrejurimile localităților Hărțăgani și Sălișteț complexul Pietrișurilor de Almașul Mare suportă concordant marnele cenușii

[2] Mantea Gh., Antonescu E., Balș Ș., Bordea R., Dan J., Tomescu C., Cornea C., Odobescu T., Puricel R., *Prospecțiuni geologice pentru minereuri aurifere și neferoase în Munții Metaliferi*, Arh. Inst. Geol., 1961.

cu globigerine (tortonian inferior) din cadrul complexului vulcanogen-sedimentar (tortonian). Probele micropaleontologice recoltate din baza nivelului de marne cenuşii cu globigerine (tortonian inferior), şi anume la nord de dealul Ştirba (fig. 3), au arătat un conţinut deosebit de bogat

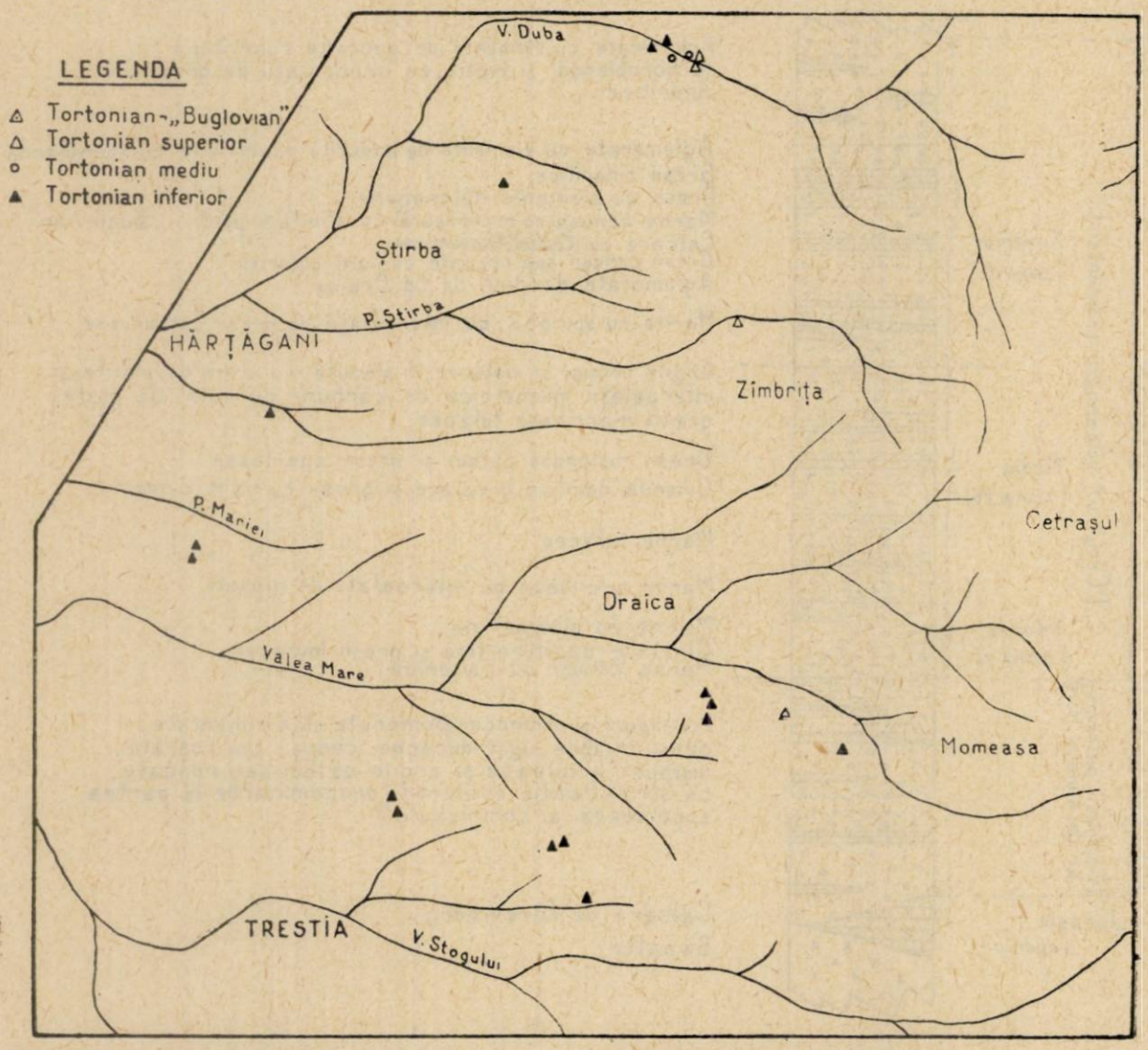
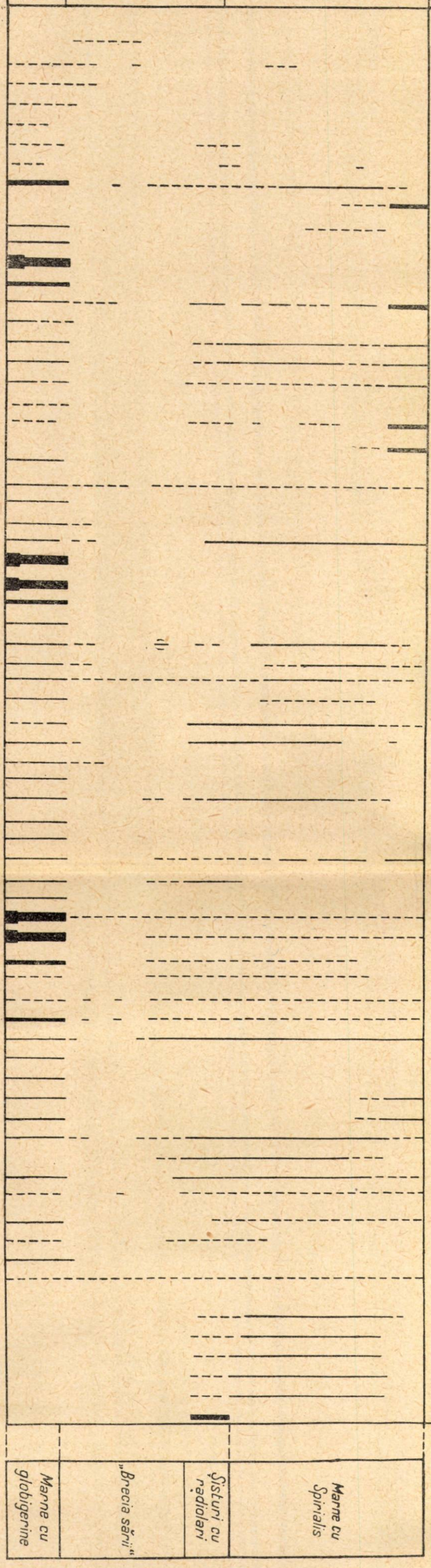


Fig. 3. — Schiţa cu amplasarea punctelor de recoltare a probelor micropaleontologice.

în *Globigerinoides bisphaericus* Todd şi mai puţin în specii de *Globigerinoides transitorius* Blow, *Candorbulina universa* Jedl., *Karreriella* aff. *cylindrica* Finaly. După indicaţiile lui D r o o g e r (5), (6), zona cu *Globigerinoides bisphaericus* indică trecerea de la helveţian la tortonian în toate regiunile europene şi extraeuropene echivalente.

Ca urmare a acestui fapt, complexul Pietrişurilor de Almaşul Mare, situat sub marnele cenuşii cu globigerine, ar aparţine helveţianului terminal; tortonianul ar începe o dată cu primele erupţii de globigerine

NIVELUL INF. Marne cu globigerine și lagenide	NIVELUL MEDIU (cu gipsuri, urme de plante și cărbuni)	NIVELUL SUPERIOR (Marne cu *Spirialis*	NIVELELE DIN TORTONIAN
Ta	Tb	Tc	Zona micropaleontologică / microfauna



Foraminifere

Allomorphina macrostoma Karrer
Ammodiscus incertus d'Orb.
Ammodiscus turbinatus Cush.
Bigeneria nodosaria d'Orb.
Bolivina antigna d'Orb.
Bolivina scalprata miocenica Macf.
Bolivinoides miocenicus Gianotti
Bulimina aculeata d'Orb.
Bulimina elongata d'Orb.
Bulimina inflata Seg.
Bulimina subulata Cush.
Candorbulina universa Jedl.
Cibicides dutemplei (d'Orb.)
Cibicides lobatulus (Walk. și Iacob.)
Cibicides mexicanus Nuttal.
Cibicides pseudoungerianus (Cush.)
Cibicides ungerianus (d'Orb.)
Cibicides boueanus d'Orb. var. crassus Lucz
Darbyella sp.
Elphidium crispum (Lin.)
Elphidium fichtellianum (d'Orb.)
Glandulina laevigata (d'Orb.)
Globigerina bulloides d'Orb.
Globigerina concinna Rss
Globigerina foliata Todd
Globigerina triloba
Globigerinoides bisphaericus Todd
Globigerinoides transitorius Blow
Globigerinoides trilobus (Rss.)
Globoguadrina altispira
Globorotalia scitula (Brady)
Gyroidina neosoldanii
Gyroidina soldanii d'Orb.
Höglundina elegans (d'Orb.)
Karreriella cf. cylindrica Finaly
Karreriella cushmani Finaly
Karreriella cf. chilostoma (Rss)
Lagena striata (d'Orb.)
Martinotiella communis
Marginulina hirsuta d'Orb.
Marginulina pediformis Bron.
Nonion commune (d'Orb.)
Nonion granosus (d'Orb.)
Nonion pompilioides (Fichtel și Moll)
Orbulina bilobata (d'Orb.)
Orbulina universa d'Orb.
Planularia auris (Defr.)
Plectofrondicularia sp.
Pleurostomella alternans Schw.
Pseudoclavulina rudis (Costa)
Pullenia bulloides (d'Orb.) (Seg.)
Rabulus calcar (Lin.)
Robulus vortex (Fichtel și Moll)
Sigmoilina cf. granulata Łucz.
Sigmoilina tenuis (Cjzj.)
Spiroplectammina carinata (d'Orb.)
Spiroplectammina scagliera Łucz.
Uvigerina asperula Cjzj.
Uvigerina bononiensis Forn.
Uvigerina macrocarinata Papp și Turn.
Uvigerina semiornata d'Orb.
Vaginulina legumen (Lin.)
Virgulina schreibersiana Cjzj

Pteropode

Spirialis hasper Rolle
Spirialis cf. nucleatus Zhiz.
Spirialis stenogyra (Phillipi)
Spirialis subtarchanensis Zhiz.
Spirialis tarchanensis Kittl

Radiolari

Frecvență foarte rar — Rar — Frecvență mică — Frecvență medie — Frecvența mare

Marne cu globigerine	„Brecia sării"	Șisturi cu radiolari	Marne cu Spirialis

Nivele echivalente din Subcarpați (după Gr. Popescu și Fl. Olteanu)

Fig. 4. — Frecvența microfaunei în depozitele tortoniene din regiunea Hărțăgani-Trestia.

(fig. 4). În această accepțiune și conglomeratele de Fața Băii [3], bine dezvoltate în bazinul miocen Zlatna—Almașul Mare, trebuie atribuite helveținului terminal, deoarece ele suportă direct Pietrișurile de Almașul Mare.

Peste complexul Pietrișurilor de Almașul Mare se dispune concordant complexul vulcanogen-sedimentar (tortonian), care apare mai ales la marginea masei principale de vulcanite sub forma unor benzi discontinue. Aceste depozite se găsesc în regiunea Hărțăgani, între valea Duba și Pîrîul Mariei, și în regiunea Săliște, între Valea Mare și Valea Stogului. În acest caz este caracteristică asociația intimă a depozitelor sedimentare cu piroclastite dacitice și andezitice; ultimele au o frecvență mare în coloana litologică.

Conținutul microfaunistic al depozitelor tortoniene este foarte variat și caracteristic, iar studiul lor a pus în evidență trei zone micropaleontologice, denumite de noi zonele *Ta*, *Tb* și *Tc* (fig. 4). Acestor zone le corespund anumite asociații litologice, ceea ce a permis separarea a trei nivele.

Nivelul inferior (tortonian inferior) se caracterizează prin dezvoltarea largă a marnelor cenușii, uneori tufacee, bogate în lagenide și globigerine, cărora li se pot adăuga cinerite dacitice fine și gresii micacee; această asociație litologică corespunde zonei micropaleontologice *Ta*. Marnele cenușii cu globigerine au fost identificate în valea Duba și la nord-est de dealul Știrba din Hărțăgani, la est de dealul Ulpuși și pe interfluviul Valea Stogului—Valea Mare din Săliște. În asociație cu cinerite, ele apar în cariera de la Hărțăgani și pe interfluviul Pîrîul Mariei—Valea Mare.

În marnele cenușii [4] se remarcă frecvența mare a formelor: *Candorbulina universa* Jedl., *Globigerinoides bisphaericus* Todd, *Globigerinoides trilobus* Rss. și a unor specii de uvigerine (*U. macrocarinata*, *U. semiornata*, *U. bononiensis*), vaginuline (*V. spirigera*, *V. legumen*) (fig. 4), caracteristice pentru tortonianul inferior din Bazinul Vienei (14), (15), din Italia (4), (8), Ungaria (11), Grecia (3), Polonia (1) etc.

Nivelul intermediar (tortonian mediu) este constituit din marne argiloase cenușii, argile cenușii și violacee, adesea în plăcuțe, cu urme de plante și solzi de pești, cu intercalații de cinerite dacitice grosiere, marne tufacee și gresii cu liant cineritic, uneori cu elemente de riodacite, gresii nisipoase gălbui și gresii cuarțoase; în masa argilelor sînt caracteristice și intercalațiile de gipsuri și cărbuni cu grosimi centimetrice și milimetrice. Această asociație litologică corespunde zonei micropaleontologice *Tb*. Asociațiile litologice din nivelul intermediar se întîlnesc pe valea Duba, la sud de dealul Știrba, la est de dealul Ulpuși și pe interfluviul Valea Mare — Valea Stogului.

---

[3] T. P. Ghițulescu și M. Socolescu (7) le consideră că aparțin tortonianului, iar Gh. Mantea și colab. (op. cit.) tortonianului inferior.

[4] Macrofauna recoltată din marnele cenușii cu globigerine este reprezentată numai prin cîteva exemplare de *Pychnodonta navicularis* (determinată de Josefina Stancu).

În aceste depozite, frecvenţa ridicată a speciilor din zona micropaleontologică *Ta* se reduce simţitor; speciile care totuşi se menţin îmbracă alte caractere. Este caracteristică zonei micropalentologice *Tb* apariţia formelor de *Allomorphina macrostoma* Karrer şi *Uvigerina asperula* Cjzj., ultima specie avînd frecvenţa maximă spre partea superioară a zonei *Tb*. În afară de acestea au mai fost întîlnite formele: *Spiroplectamina scagliera* Lucz., *Textularia marinosi* Chr., *Bulimina aculeata* d'Orb., *B. elongata* d'Orb., *B. subbulata* Cush. şi Park., *Höglundina elegans* (d'Orb.), înregistrîndu-se o creştere numerică apreciabilă a buliminidelor în comparaţie cu frecvenţa lor în zona *Ta*. Menţionăm, de asemenea, că în cîteva probe colectate din regiunea Vărmaga (Pîrîul Mare, în amonte de confluenţa cu pîrîul Mărjăriei), a fost pusă în evidenţă, din acelaşi nivel litologic, o bogată asociaţie de radiolari care, după P. Dumitrică (comunicare orală), este identică cu cea din orizontul şisturilor cu radiolari din Subcarpaţi.

Nivelul superior (tortonian superior) se caracterizează prin dezvoltarea largă a produselor piroclastice care domină din punctul de vedere al volumului, în special la partea superioară. El este constituit din alternanţe de marne, gresii calcaroase, gresii cenuşii sau roşcate, cu liant cineritic, cinerite fine şi grosiere, brecii cu elemente eterogene (şisturi argiloase cretacice, bazalte jurasice, andezite, marne), aglomerate cu elemente de andezite cuarţifere cu hornblendă, aglomerate dacitice de tip Draica, aglomerate cu elemente de andezite cuarţifere cu hornblendă şi biotit. Pe unul din afluenţii Văii Mari, la vest de Momeasa (fig. 2), la partea superioară a acestui nivel, se găsesc calcare cu *Lithothamnium*, apoi marne cenuşii micacee, uneori uşor nisipoase, peste care se dispun discordant curgerile de dacite de Cetraş. Această asociaţie litologică corespunde zonei micropaleontologice *Tc*.

Marnele situate la diferite nivele în coloana litologică, sub calcarele cu *Lithothamnium*, sînt micacee, de culoare cenuşie, conţin urme de plante şi o bogată asociaţie de foraminifere şi pteropode, din care menţionăm: *Bolivina scalprata* Schw. var. *miocenica* Macf., *Elphidium crispum* (Linné), *Cibicides lobatulus* (Walk. şi Jakob), *Biorbulina bilobata* d'Orb., *Spirialis tarchanensis* Kittl., *Spirialis subtarchanensis* Zhiz, ca şi briozoarul *Crisia hörnesi* Rss. Această asociaţie corespunde tortonianului superior şi poate fi paralelizată cu cea din marnele cu *Spirialis* din Subcarpaţi.

Conţinutul micropaleontologic al marnelor de deasupra calcarelor cu *Lithothamnium* (*Bulimina elongata*, *Cibicides lobatulus*, *Elphidium crispum*, *E. fichtellianum*, *Nonion commune*) indică anumite afinităţi pentru „buglovianul" din Subcarpaţi şi din bazinul Transilvaniei şi nu cu buglovianul din Podişul Moldovenesc, care reprezintă baza sarmaţianului [5].

Din gresiile calcaroase de la vest de Zîmbriţa am recoltat o bogată macrofaună, a cărei asociaţie este caracteristică pentru tortonianul superior [6]:

[5] Bica Ionesi, *Contribuţii la studiul buglovianului din partea de nord a Platformei Moldoveneşti (reg. Vicşani-oraşul Siret-Grămeşti)*, Anal. Şt. Univ. „Al. I. Cuza", Iaşi, 1963 (serie nouă), sect. II, **IX**.

[6] Macrofauna a fost determinată de Josefina Stancu.

Nucula (*Nucula*) *nucleus* Linné, *Codakia leonia* Bast., *Glycymeris deshayesi* Mayer, *Glycymeris* sp., *Pecten* cf. *aduncus* Eichw., *Chlamys* cf. *multistriata* Poli, *Chlamys* (*Aequipecten*) aff. *seniensis* Lam., *Chione* aff. *basteroti* Desh., *Venus* sp., *Cardium* sp. 1, *Cardium* sp. 2, *Pychnodonta navicularis* Brocc., *Ostrea digitalina* Dub., *Gibbula buchi* Dub., *Diloma amedei amedei* Brogn., *Cerithium bronni* Partsch., *Turritella* (*Haustator*) *vermicularis* Brocc., *T. erronea* Cossm., *T. turris badense* Sacco., *Natica* sp., *Dentalium* sp., *Schizaster* aff. *calceolus* Lam., *Serpula semicostata* Boett., *S. heliciformis* Eichw., *Ditrupa cornea* Linné, *Celleporaria foraminosa* Rss.

Depozitele aparținînd tortonianului superior se dezvoltă discontinuu între valea Duba și Valea Stogului; în partea estică a regiunii, depozitele tortoniene sînt acoperite de curgerile de dacite de Cetraș și de andezite cuarțifere de Vălișoara [7]. Marnele cu *Spirialis* au fost identificate în valea Duba (fig. 5), la sud-est de dealul Arșița, la nord de dealul Zîmbrița, în pîrîul Știrba și la est de dealul Ulpuși.

Aglomeratele cu elemente de andezite cuarțifere cu hornblendă și biotit au o largă dezvoltare în regiune; ele mai conțin elemente de andezite cuarțifere cu hornblendă și andezite roșcate cu hornblendă. Modul de prezentare și în special sedimentația haotică în partea lor bazală (fig. 6) indică un oarecare transport al acestor produse vulcanice.

★

Vulcanitele tinere din regiunea Hărțăgani—Trestia sînt reprezentate prin dacite de Draica, andezite cuarțifere de Vălișoara, andezite de Făirag, dacite de Cetraș, andezite cuarțifere de Știrba și andezite de Zîmbrița. În afară de dacitele de Draica, ale căror aglomerate se asociază depozitelor tortonianului superior, toate curgerile de andezite și dacite acoperă discordant complexul Pietrișurilor de Almașul Mare și complexul vulcanogen-sedimentar. De fapt, ele constituie și masa cea mai importantă de produse vulcanice, atît ca volum, cît și ca extindere în suprafață.

Dacitele de Draica formează un corp cu contur eliptic, care străbate ofiolitele jurasice și complexul Pietrișurilor de Almașul Mare; în extremitatea estică a corpului de dacite se observă brecii de explozie. Aglomeratele dacitelor de Draica apar ca intercalații în depozitele tortonianului superior din complexul vulcanogen-sedimentar, și anume sub calcarele cu *Lithothamnium*; ele au fost identificate la vest de Momeasa, în Valea Mare. În acest fel, vîrsta dacitelor de Draica apare bine precizată, ele aparținînd tortonianului superior. În coloana litologică ele se găsesc la nivelul marnelor cu *Spirialis*, sub calcarele cu *Lithothamnium* (fig. 2).

Dacitele de Draica se caracterizează prin dezvoltarea largă a fenocristalelor de cuarț (pînă la 5 mm diametru), a feldspatului plagioclaz (48—55% An, 18 determinări [8]), a hornblendei (cloritizată și opacitizată), a foițelor de biotit, adesea dispuse în fișicuri, și prin masa fundamentală

[7] În lucrările anterioare sînt cunoscute ca andezite cuarțifere de Porcurea.

[8] Toate determinările de feldspați plagioclazi s-au efectuat cu ajutorul măsuței universale Fedorov.

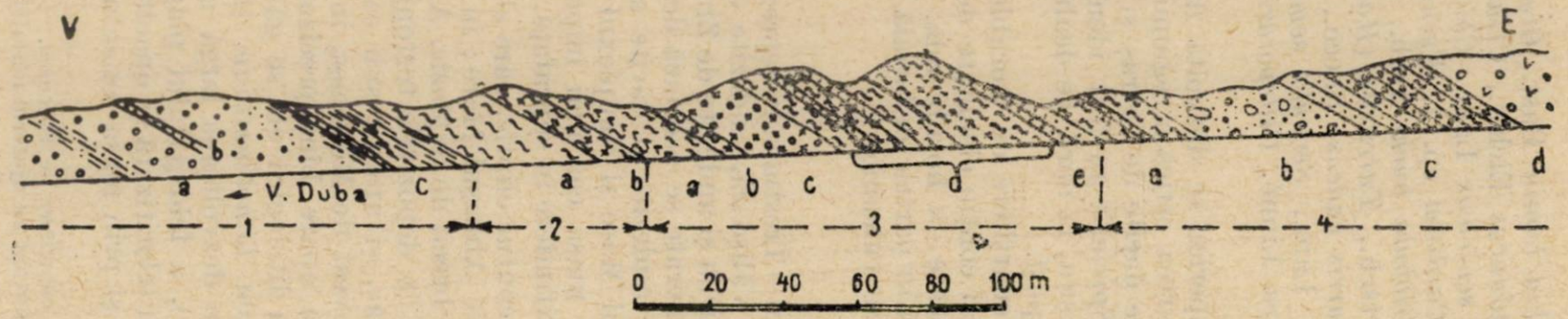


Fig. 5. — Detaliu în succesiunea litostratigrafică a tortonianului de pe Valea Dubei.

1 — Helveţian terminal; a, pietrişuri şi microconglomerate slab cimentate, b, gresii micacee, cenuşii sau roşcate şi nisipuri argiloase, c, argile gălbui şi roşcate, cu stratificaţie evidentă; 2 — Tortonian inferior: a, marne cenuşii cu globigerine, b, cinerite fine, 3 — Tortonian mediu: a, marne argiloase cu intercalaţii de gipsuri, b, marne albicioase tufacee, c, cinerite dacitice grosiere, d, argile cenuşii şi violacee, cu urme de plante şi intercalaţii cărbunoase subţiri, cu solzi de peşte, gresii marnoase tufacee, e, gresii nisipoase gălbui şi gresii cuarţoase; 4 — Tortonian superior: a, marne cu *Spirialis* cu intercalaţii de gresii calcaroase b, brecii cu elemente eterogene, c, gresii cu liant cineritic, d, aglomerate cu elemente de andezite cuarţifere cu hornblendă.

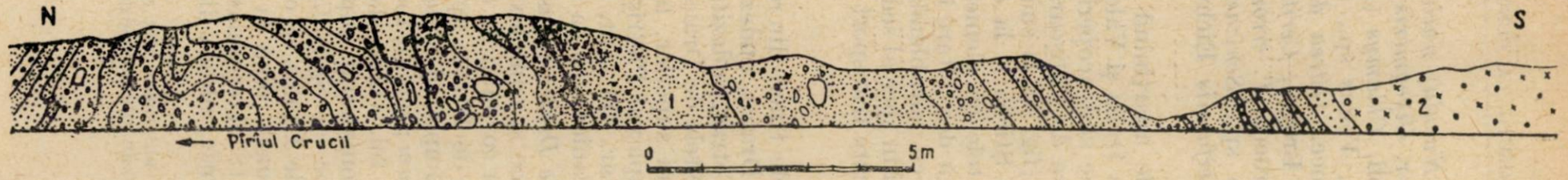


Fig. 6. — Detaliu în aglomeratele cu elemente de andezit cuarţifere cu hornblendă şi biotit pe Pîrîul Crucii.

1 — sedimentaţie haotică în partea lor bazală, 2 — aglomerate masive.

microcristalină; ca minerale accesorii apar apatit și magnetit. În mod obișnuit ele sînt propilitizate, mai rar sericitizate.

Andezitele cuarțifere de Vălișoara se găsesc în dealul Arșița sub formă de curgere, dezvoltîndu-se larg spre nord. Ele sînt constituite din fenocristale de cuarț, uneori corodate, feldspat plagioclaz (50—55% An, 19 determinări), hornblendă verde, adesea opacizată, biotit și o pastă sticloasă sau ușor microcristalină; dintre mineralele accesorii caracteristic este apatitul.

Andezitele de Făirag apar în ambele maluri ale văii Stogului, acoperind discordant depozitele tortoniene și Pietrișurile de Almașul Mare. Pentru aceste andezite este caracteristică asociația fenocristalelor de feldspat plagioclaz (50—63% An, 36 determinări) cu hornblendă verde, și o masă fundamentală sticloasă, uneori ușor microcristalină.

Dacitele de Cetraș au o largă dezvoltare în partea estică a regiunii, unde formează curgeri generate de importantul centru de erupție Cetraș. Aglomeratele dacitelor de Cetraș au fost identificate numai la izvorul pîrîului Știrba. Curgerile de dacite de Cetraș, împreună cu aglomeratele asociate lor, acoperă un relief format în complexul vulcanogen-sedimentar și în complexul Pietrișurilor de Almașul Mare. În partea sudică a regiunii ele stau pe andezitele de Făirag.

Dacitele de Cetraș sînt constituite din fenocristale de cuarț cu nuanță violacee (pînă la 1 cm diametru), feldspat plagioclaz (45—51% An, 79 de determinări), hornblendă verde, uneori opacitizată, foițe hexagonale de biotit și o masă fundamentală microlitică (feldspat plagioclaz, hornblendă verde, sporadic piroxen); ca mineral accesoriu, apatitul este cel mai caracteristic.

Andezitele cuarțifere de Știrba [9] apar numai în dealurile Gurguieți și Știrba, sub forma unui corp cu contur eliptic, care străbate complexul ofiolitic, complexul Pietrișurilor de Almașul Mare și complexul vulcanogen-sedimentar. Ele sînt alcătuite din cuarț, cu dimensiuni mai mici decît în dacitul de Cetraș, feldspat plagioclaz (48—55% An, 16 determinări), hornblendă verde, adesea cu structuri zonare și cu o frecvență mare, sporadice foițe de biotit și o masă fundamentală microcristalină, uneori cu baghete de feldspat plagioclaz; ca minerale accesorii se întîlnesc apatit și magnetit.

Andezitele de Zîmbrița se dezvoltă în partea centrală a regiunii; lor li se asociază aglomerate, în care se observă și elemente de dacite de Cetraș. În dealul Zîmbrița apare un neck cu secțiune cvasicirculară; la vest de acesta se dezvoltă curgeri care stau discordant pe complexul vulcanogen-sedimentar. La est de confluența văii Duba cu valea Știrba se găsește un filon de andezite cu hornblendă bazaltică care străbate andezitele cuarțifere de Știrba.

În andezitele de Zîmbrița sînt frecvente fenocristalele de hornblendă verde, adesea maclate; cele de feldspat plagioclaz (58—63% An, 5 determinări) apar numai sporadic. Foițele hexagonale de biotit sînt dispuse mai ales în lungul planelor de clivaj ale rocii. Masa fundamentală are o

[9] Pe hărțile anterioare figurează ca dacite de Cetraș.

textură uşor fluidală; microlitele sînt reprezentate prin baghete de feldspat plagioclaz, hornblendă verde şi augit, adesea sub formă de aglomerări. Dintre mineralele accesorii se întîlneşte apatitul.

★

Elementele obţinute prin cercetarea molasei miocene din regiunea Hărţăgani—Trestia contribuie într-o mare măsură la clarificarea unora dintre principalele momente de desfăşurare a activităţii vulcanice.

Modul de distribuţie a depozitelor care alcătuiesc complexul Pietrişurilor de Almaşul Mare şi complexul vulcanogen-sedimentar creează imaginea unei unităţi bine individualizate, modelată şi fragmentată de eroziune. Ea acoperă un paleorelief format în roci ofiolitice de vîrstă jurasică, în calcare de Stramberg, iar în regiunile învecinate chiar şi în depozitele cretacice. Pe suprafaţa sa superioară stă discordant masa principală de vulcanite, constituită din andezite, în general cuarţifere, şi din dacite de Cetraş.

Primele produse vulcanice din cadrul acestei unităţi sînt reprezentate prin riodacite de Băiţa şi piroclastite cu elemente de riodacite.

Riodacitele de Băiţa se găsesc sub complexul Pietrişurilor de Almaşul Mare; în bazinul miocen Zlatna—Almaşul Mare, ele se asociază conglomeratelor de Faţa Băii, împreună cu andezitele de Faţa Băii (7). Piroclastitele se întîlnesc sub formă de intercalaţii în partea inferioară a complexului Pietrişurilor de Almaşul Mare.

Prin urmare, riodacitele de Băiţa şi andezitele de Faţa Băii trebuie atribuite helveţianului terminal, datorită asocierii lor cu conglomeratele de Faţa Băii şi cu Pietrişurile de Almaşul Mare. Astfel de produse vulcanice, de vîrstă helveţiană sînt cunoscute în aria vulcanismului neogen de la interiorul arcului carpatic. În Ungaria (Munţii Mecsek, Buda, Dunazug, Börzsöny, Bükk), ele sînt reprezentate prin andezite amfibolice, riolite, dacite şi tufuri riolitice (E. V a d á s z, 1961), în Slovacia de est prin riolite, iar în U.R.S.S. (depresiunea Solotvin, Precarpatia) prin tufuri liparitice (V. P. K o s t i u k, 1960).

În succesiune a urmat o activitate vulcanică explozivă, care a generat dacitele de Draica şi un mare volum de produse piroclastice, din complexul vulcanogen-sedimentar de vîrstă tortoniană.

Pentru tortonianul inferior sînt caracteristice cinerite dacitice fine, care pot fi comparate prin poziţia lor geometrică, prin asociaţiile microfaunistice şi constituţia petrografică cu cineritele dacitice de Dej din Bazinul Transilvaniei. Nu există însă elemente suficiente care să permită stabilirea centrelor de activitate vulcanică care au generat aceste cinerite.

În tortonianul mediu s-au format cinerite dacitice grosiere, care ar putea fi asociate dacitelor de Cîinel.

În tortonianul superior a avut loc formarea aglomeratelor cu elemente de andezite cuarţifere cu hornblendă, a dacitelor de Draica cu aglomeratele asociate lor şi a aglomeratelor cu elemente de andezite cuarţifere cu hornblendă şi biotit.

Produsele vulcanice din această unitate inferioară ar corespunde astfel la două momente de activitate vulcanică, separate printr-un scurt

interval relativ calm din punctul de vedere al manifestărilor vulcanice (partea superioară a complexului Pietrișurilor de Almașul Mare). Andezitele de Fața Băii și riodacitele de Băița ar reprezenta produsele primului moment de manifestare vulcanică, care a avut loc în helvețianul terminal, constituind astfel vulcanismul stiric vechi. Produsele piroclastice de tip dacitic și andezitic, ca și dacitele de Draica, din complexul vulcanogen-sedimentar ar indica cel de-al doilea moment de activitate vulcanică, de vîrstă tortoniană, reprezentînd vulcanismul stiric nou.

Activitatea vulcanică de cea mai mare amploare s-a manifestat în sarmațian și panonian, care a început în timpul fazei moldave. Această unitate superioară, constituită în cea mai mare parte din roci vulcanice, aparține astfel în bună parte vulcanismului moldav. Ea se caracterizează prin dezvoltarea largă a curgerilor de andezite cuarțifere de Vălișoara, de andezite de Făirag, de dacite de Cetraș și prin dezvoltarea mai restrînsă a corpurilor de andezite cuarțifere de Știrba. Activitatea vulcanică s-a încheiat prin curgerile andezitelor de Zîmbrița cu o extindere în suprafață relativ redusă.

BIBLIOGRAFIE

1. Alexandrowicz S. W., *Stratygrafia osadów miocenskich w zagłebiu górnoślaskim*, Inst. Geol. Pr., 1963, **39**.
2. Borcoș M. și Mantea Gh., *Vîrsta formațiunilor neogene din bazinul Zlatna-Almașul Mare (Munții Metaliferi)*, D. d. S. Com. Geol., București, 1964, **XLIX** (1961—1962), *II*.
3. Christodoulou G., *Geologische und mikropaläontologische Untersuchungen auf der Insel Karpathos (Dodekanes)*, Palaeontographica, 1960, **115**, Abt. A.
4. Dieci G., *I. Foraminiferi tortoniani di Montegibbo e Castelvetro*, Palaeontographia Italica, 1959, **54**.
5. Drooger C. W., *Transatlantic corelation of the Oligo-Miocene by means of Foraminifera*, Micropaleontology, 1956, **2**, *2*.
6. — *Zonation of the Miocene by means of planctonic Foraminifera; a review and some comments*, Symp. Micropaleontological lineages and zones used for biostratigraphic subdivision of the Neogene, Berna, 1964.
7. Ghițulescu T. P. et Socolescu M., *Étude géologique et minière des Monts Métallifères (Quadrilatère aurifère et régions environnantes)*, An. Inst. Géol. Rom., 1941, **XXI**.
8. Gianotti A., *Microfaune della serie tortoniana del Rio Mazzapiedi — Castellania (Tortona-Alessandria)*, Riv. Ital. Pal. Strat., Milano, 1953, Mem. VI.
9. Ianovici V., *Étude petrographique et chimique des dacites de Draica (départ de Hunedoara)*, An. Sc. Univ. Iassy, 1938, **XXIV**, *2*.
10. Iorgulescu T., *Contribuții la studiul micropaleontologic al Miocenului superior din Muntenia de est (Prahova și Buzău)*, An. Com. geol., 1953, **XXVI**.
11. Koresczné Laky I., *A K-i Mecsek miocén Foraminifera faunájának vizsgálata*, Földt. Int. Évi. Jel., Évről I, 1961.
12. Kostiuk V. P., *Problema vulcanismului miocen (prepanonian) din Transcarpatia*, Anal. Rom. Sov., Geol.-Geogr., 1960, **1**, *42*.
13. Olteanu Fl., *Observațiuni asupra „Breciei sării" cu masive de sare din regiunea miopliocenă dintre r. Teleajen și p. Bălăneasa (cu privire specială pentru regiunea Pietraru-Buzău*, D.d.S., Inst. Geol. Rom., **XXXII** (1943—44), 1951.
14. Pálfy M., *Der westliche und südliche Teil des Cetrasgebirges*, Jahresber. d.k. ung. geol. A. für 1906.
15. Papp A., *Umfang und Gliederung des oberen Miozäns im Mittelmeergebiet und in Mitteleuropa*, Mitt. Geol. Ges. Viena, 1959 (1960), **52**.

16. Papp A. and Turnowsky K., *Uvigerina of the Vindobonian of the Vienna Bassin*, Symp. Micropaleontological lineages and zones used for biostratigraphic subdivision of the Neogene, Berna, 1964.
17. Popescu Gr., *Observaţiuni asupra „breciei sării" şi a unor masive de sare din zona paleogenă-miocenă a jud. Prahova*, D.d.S., Inst. Geol. Rom. (1943—44), 1951, **XXXII**.
18. Tollmann A., *Die Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen und Westkarpaten*, Mitt. Ges. Geol., Bergbaustud, 1964, **14**.
19. Vadász E., *Répartition dans l'éspace et dans le temps et tectonique magmatique du magmatisme en Hongrie*, Acta Geol., 1961, **VII**, *1—2*.

Institutul de geologie şi geografie
al Academiei Republicii Socialiste România

Primit la redacţie la data de 2 febr. 1966

METALAUMONTITUL DE LA RUSCHIȚA

DE

H. G. KRÄUTNER și ALEXANDRA MEDEȘAN

55(05)

Se prezintă un studiu mineralogic și genetic asupra unor iviri de zeoliți care apar sub formă de depuneri hidrotermale pe fisurile și golurile unui porfir granodioritic banatitic sau substituie metasomatic fenocristalele de feldspat și pasta rocii eruptive. În urma cercetărilor chimice, termice diferențiale, termogravimetrice, roentgenografice și optice, zeolitul analizat a fost definit drept metalaumontit, caracterizîndu-se prin următoarea formulă structurală : $Ca_{1,12}Na_{0,02}K_{0,02}Al_{2,28}Si_{3,72}O_{12} \cdot 3{,}5H_2O$.

Se discută caracteristicile mineralogice generale ale metalaumontitului, condițiile de geneză și semnificația sa geologică, care constă în punerea în evidență a unui facies zeolitic în cadrul metamorfismului hidrotermal banatitic din regiune.

Aparițiile de zeoliți descrise pînă în prezent la noi în țară sînt în mare parte legate genetic de o fază hidrotermală tardivă a activității magmatice banatitice. Ele au fost menționate în parte încă din secolul trecut de V. Zepharovich (15), K. Hidegh (7) și descrise ulterior de D. Giușcă (4, 6), Al. Codarcea (1), D. Giușcă, M. Biloiu, D. Rădulescu, V. Stiopol, R. Dimitrescu (5), V. Pieptea (11), D. Constantinoff, S. Mînzatu, E. Colios (2). În mare parte aceste apariții au fost consemnate recent de către D. Rădulescu și R. Dimitrescu[1].

În masivul Poiana Ruscă a fost semnalată pînă acum prezența desminului pe diaclazele unor banatite de la Ruschița de către V. Zepharovich (15) și cea a laumontitului într-un filon de diorite porfirice din regiunea Nădragului de către D. Giușcă, M. Biloiu, D. Rădulescu, V. Stiopol, R. Dimitrescu (5).

---

[1]) D. Rădulescu și R. Dimitrescu, *Mineralogia topografică a României*, Edit. Academiei Republicii Socialiste România, 1966.

Nota de faţă cuprinde descrierea unei noi apariţii de zeolit din regiunea Ruschiţa, pusă în evidenţă prin lucrările de explorare pentru fier executate de I.S.E.M. în bazinul Pîrîului cu Raci.

CARACTERIZAREA GEOLOGICĂ A METALAUMONTITULUI

Zeolitul care constituie obiectul studiului de faţă apare în filonaşe şi pe diaclazele dykului de porfir granodioritic, interceptat de galeria II—I.S.E.M. de pe Pîrîul cu Raci Mic. Grosimea filonaşelor care străbat roca eruptivă nu depăşeşte în general 0,5 cm. Studiul microscopic a pus în evidenţă prezenţa aceluiaşi zeolit şi în cadrul rocii banatitice, unde substituie parţial sau integral fenocristalele de plagioclaz. Din punct de vedere genetic se pot distinge deci două moduri distincte de prezentare a zeolitului:

a) Depuneri din soluţii hidrotermale pe fisurile şi în golurile rocii eruptive.

b) Substituţii metasomatice în roca eruptivă.

În cazul depunerilor hidrotermale, zeolitul cristalizat pe diaclaze sau în filonaşe se prezintă sub formă de cristale bine individualizate, de culoare alb-roză şi cu dimensiuni cuprinse în general între 1 şi 5 mm. În filonaşe zeolitul apare în parageneză cu calcitul, spre deosebire de depunerile pe diaclaze în care în general nu este însoţit de alte minerale.

În cazul substituţiilor metasomatice, zeolitul invadează în roca eruptivă înlocuind fenocristalele de feldspat plagioclaz, uneori şi pasta. Acest proces de zeolitizare este intens în jurul filoanelor şi diaclazelor, unde fenomenul cuprinde în întregime fenocristalele de feldspat şi în parte pasta rocii. Pe măsură ce ne îndepărtăm de căile de acces ale soluţiilor hidrotermale, zeolitizarea scade în intensitate, feldspaţii fiind numai parţial şi local substituiţi. Diminuarea procesului de zeolitizare poate fi urmărită pînă la totala ei dispariţie, la depărtări mai mari de zonele cu diaclaze şi filonaşe. Fenomenul poate fi urmărit uneori şi macroscopic, datorită culorii roze a feldspaţilor substituiţi prin zeolit, culoare care, pe măsură ce ne îndepărtăm de filonaşe, trece treptat, pe distanţe de ordinul centimetrilor, la albul feldspaţilor plagioclazi. Asociaţia paragenetică generată exclusiv de procesul de substituţie metasomatică cuprinde: zeolit + cuarţ + calcit ± clorit.

Analizarea relaţiilor structurale arată că depunerea zeoliţilor pe fisurile porfirului granodioritic şi procesele de zeolitizare din cadrul acestuia au succedat unor transformări hidrotermale anterioare, reprezentate prin fenomene de sericitizare şi cloritizare a fenocristalelor de feldspat şi hornblendă din porfirul granodioritic. Din punct de vedere genetic, formarea metalaumontitului trebuie pusă deci în legătură cu o activitate hidrotermală tardivă, care a condiţionat, pe de o parte, cristalizarea zeolitului din soluţii în golurile rocii eruptive, iar pe de altă parte, substituirea parţială sau integrală prin zeolit a fenocristalelor de feldspat plagioclaz şi a pastei.

CARACTERIZAREA MINERALOGICĂ ȘI CHIMICĂ A METALAUMONTITULUI

COMPOZIȚIA CHIMICĂ ȘI FORMULA STRUCTURALĂ

În vederea stabilirii compoziției chimice au fost analizate cristale de zeolit din filonașele care străbat porfirul granodioritic de pe Pîrîul cu Raci Mic [2].

Din analiza chimică s-a calculat compoziția cationică raportată la o unitate celulară cu 48 oxigeni (tabelul nr. 1) și formula structurală redusă [3], conform modului de exprimare general:

$$Ca_x\ (Na,K)_y\ [Al_{2n+y}Si_{4-(2n+y)}O_{12}]\cdot 4H_2O$$

Tabelul nr. 1

Analza chimică și compoziția cationică a metalaumontitului de la Ruschița

Analiza chimică (procente greutate)		Compoziția cationică (raportată la o unitate celulară cu 48 oxigeni)	
SiO_2	49,36	Si	15,93
TiO_2	0,00	Al	8,29
Al_2O_3	22,62	Ca	4,5
Fe_2O_3	0,26	Na	0,1
FeO	0,12	K	0,1
MnO	0,02	Fe^{3+}	0,07
MgO	0,00	Fe^{2+}	0,02
CaO	13,60		
Na_2O	0,18		
K_2O	0,31		
H_2O^+	12,63		
H_2O^-	1,28		
Total	100,38		

Formula structurală astfel obținută:

$$+\ 2{,}28 \qquad -\ 2{,}28$$

$$Ca_{1.12}\ Na_{0.02}K_{0.02}\ [Al_{2.28}\ Si_{3.72}\ O_{12}]\ 3\cdot 5\ H_2O$$

arată un raport Al: Si, puțin diferit față de cel ideal de 2 : 4, fapt care se datorește substituțiilor din rețeaua cristalină. Si^{4+} este substituit cu 0,28 Al^{3+} în plus față de acest raport ideal, surplusul de 0,28 sarcini negative creat astfel în unitățile structurale cu coordinare tetraedrică

[2] Materialul analizat a fost colectat de pe halda acestei galerii, la cîteva luni după scoaterea din mină iar analizarea lui s-a efectuat după 3 ani de la colectare. Întrucît zeolitul nu a suferit modificări morfologice de genul celor cunoscute la deshidratarea laumontitelor, credem că eventualele variații ale conținutului în apa zeolitică survenite pînă în momentul analizei sînt neînsemnate, neinfluențînd asupra determinării mineralului.

[3] Raportată la 12 oxigeni (deci 1/4 din unitatea structurală cu 48 oxigeni).

fiind satisfăcut de un număr corespunzător de sarcini pozitive asigurate prin surplusul cationic de 0,12 Ca^{2+} + 0,04 $(Na, K)^{+}$.

Substituţia în reţeaua cristalină a zeolitului analizat nu este deci de tipul $(NaK)^{+} + Al^{3+} \rightarrow Si^{4+}$, întrucît în locul alcaliilor apar cationi

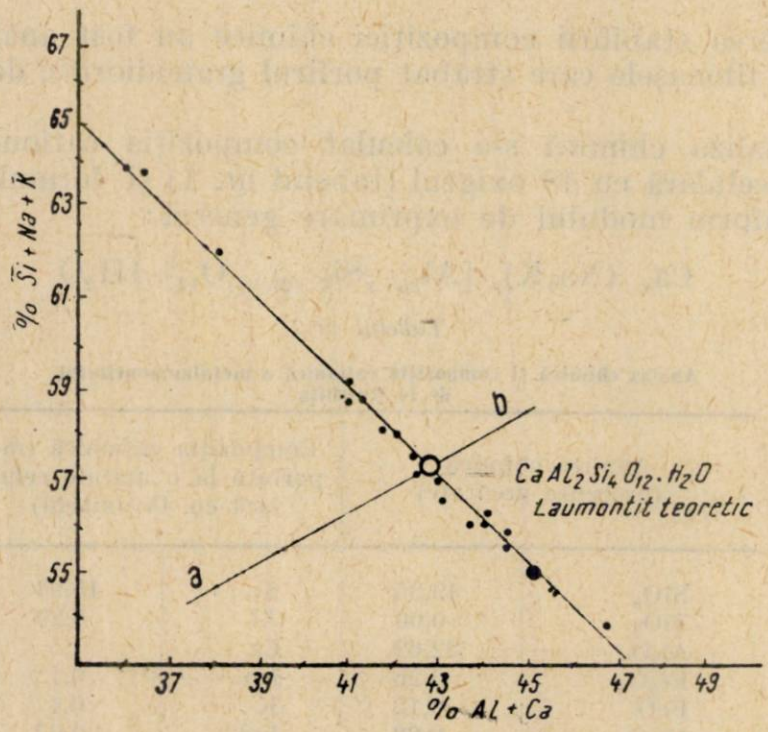


Fig. 1. — Variaţia compoziţiei cationice condiţionată de substituţiile ionice din reţeaua cristalină a laumontitului (după I. K o s t o v, 10), (punctul îngroşat reprezintă metalaumontitul de la Ruschiţa).

bivalenţi de Ca^{2+}. Relaţiile de substituire se prezintă sub forma:

$$0{,}429\ Ca^{2+} + 0{,}142\ (NaK)^{+} + Al^{3+} \rightarrow Si^{4+},\ ^{4}$$

fapt care condiţionează proiectarea mineralului de la Ruschiţa sub linia *ab* în diagrama substituţiilor ionice din laumontit, imaginată de I. K o s t o v (10) (fig. 1).

Din analizarea acestor raporturi de substituţii ionice în reţeaua cristalină se poate conclude că zeolitul cercetat a cristalizat din soluţii suprasaturate în calciu, fapt care concordă dealtfel asociaţiei sale paragenetice cu calcitul.

Întrucît cantitatea de apă determinată (13,91%) este mai mică decît cea corespunzătoare din formula laumontitului (15,32%), zeolitul analizat poate fi definit drept metalaumontit [5].

---

[4] Coeficienţii pentru Ca^{2+} şi $(Na, K)^{+}$ din relaţie, rezultă din repartizarea sarcinii pozitive (apărută în urma substituţiei $Si^{4+} \rightarrow Al^{3+}$) proporţional cantităţilor excedentare de cationi.

[5] În accepţiunea lui H. S t r u n z (12) de laumontit parţial deshidratat.

ANALIZA TERMICĂ DIFERENȚIALĂ ȘI TERMOGRAVIMETRICĂ

Analiza termică diferențială (DTA în fig. 2) a zeolitului de la Ruschița se concretizează într-o curbă asemănătoare celor cunoscute pentru

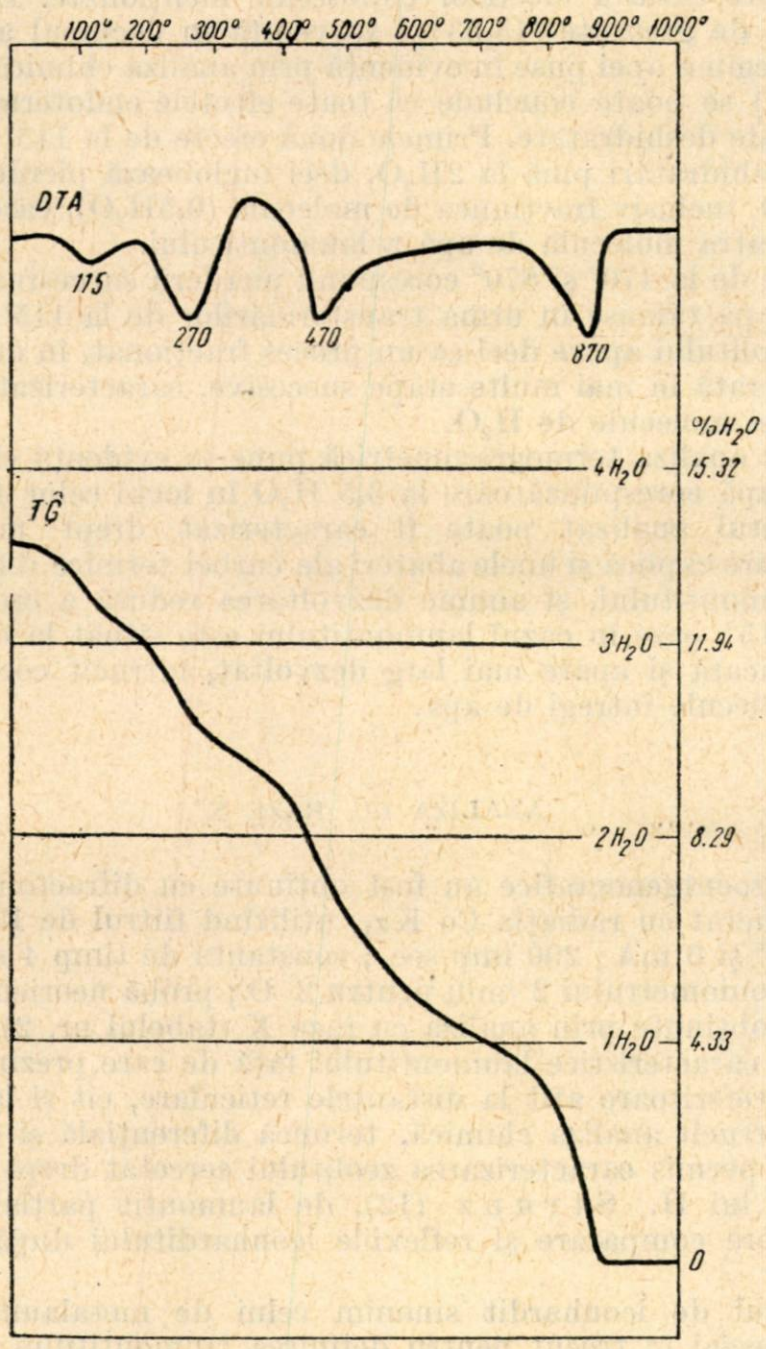


Fig. 2. — Curba termică diferențială (DTA) și termogravimetrică (TG) a metalaumontitului de la Ruschița.

laumontit. Se remarcă prezența a patru efecte endoterme situate la: 115°, 270°, 470°, 870°. Spre deosebire de curbele publicate de diferiți au-

tori (8), (9), (10) pentru laumontit, trebuie subliniată însă amploarea mare a efectului de la 870° care, în curbele laumontitului, apare de obicei slab schiţat sau poate lipsi complet.

Curba termogravimetrică (*TG* în fig. 2) indică pierderi în greutate corespunzătoare tuturor efectelor endoterme menţionate. Deoarece pierderea globală de greutate (13,53%) survenită în decursul analizei corespunde în întregime apei puse în evidenţă prin analiza chimică (12,63 H_2O^+ + 1,28 H_2O^-) se poate conclude că toate efectele endoterme se datoresc unor procese de deshidratare. Primele două efecte de la 115° şi 270° corespund unei deshidratări pînă la $2H_2O$, deci înglobează pierderea unei molecule de H_2O, inclusiv fracţiunea de moleculă ($0{,}5H_2O$), care s-ar încadra în cea de-a patra moleculă de apă a laumontitului.

Efectele de la 470° şi 870° corespund pierderii succesive a celor două molecule de apă rămase în urma transformărilor de la 115° şi 270°. Deshidratarea zeolitului apare deci ca un proces fracţionat, în decursul căruia apa este eliberată în mai multe etape succesive, caracterizate fiecare prin pierderea unei molecule de H_2O.

Întrucît analiza termogravimetrică pune în evidenţă eliberarea unei cantităţi de apă corespunzătoare la 3,5 H_2O în locul celor $4H_2O$ din laumontit, zeolitul analizat poate fi caracterizat drept metalaumontit. Această definire explică şi unele abateri ale curbei termice diferenţiale faţă de cea a laumontitului, şi anume dezvoltarea redusă a croşetului endoterm de la 115°, care în cazul laumontitului este situat la o temperatură ceva mai ridicată şi apare mai larg dezvoltat, întrucît corespunde pierderii unei molecule întregi de apă.

ANALIZA CU RAZE X

Datele roentgenografice au fost obţinute cu difractometrul IR.S—50 IM. S-a lucrat cu radiaţia Co $K\alpha_1$, utilizînd filtrul de Fe. Condiţii de lucru : 38 KV şi 6 mA ; 200 imp/sec. ; constanta de timp 4 sec ; viteza de deplasare a goniometrului 2°/min pentru 2 Θ ; probă neorientată [6].

Datele obţinute prin analiza cu raze X (tabelul nr. 2) corespund în general celor caracteristice laumontitului faţă de care prezintă însă unele mici abateri referitoare atît la distanţele reticulare, cît şi la intensităţile reflexelor. Întrucît analiza chimică, termică diferenţială şi cea termogravimetrică au permis caracterizarea zeolitului cercetat drept metalaumontit în sensul lui H. Strunz (12), de laumontit parţial deshidratat, prezentăm spre comparare şi reflexiile leonharditului după D. S. Coombs (3).

Termenul de leonhardit sinonim celui de metalaumontit a fost utilizat în special în trecut pentru definirea laumontitului parţial deshidratat. Asupra modului în care se reflectă roentgenografic deosebirile între acest mineral şi laumontit a insistat în special D. S. Coombs în 1952 (3), arătînd că, pe de o parte, reflexele feţelor (200) se deplasează

[6] Pentru sprijinul acordat în obţinerea diagramei de raze X mulţumim tov. R. Giuşcă.

de la 6,97 Å pentru laumontit la 6,88 Å pentru leonhardit, iar pe de altă parte, intensitățile reflexelor pentru 3,52 Å corespunzătoare fețelor (221) (002) sînt mai intense la leonhardit.

Tabelul nr. 2

Prezentarea comparativă a datelor roentgenografice ale metalaumontitului de la Ruschița, laumontitului și leonharditului, după C o o m b s (3)

hKl	Metalaumontit Ruschița		Laumontit Coombs (ASTM II-93)		Leonhardit Coombs (3)	
	I	dÅ	I	dÅ	I	dÅ
200	70	6,93	60	6,97	60	6,88
$\bar{2}01$		—	10	6,16	20	6,21
111	30	5,06	10	5,14	20	5,07
220	65	4,74	20	4,77	10	4,75
$\bar{2}21$	35	4,49	10	4,50	30	4,51
130,201	100	4,16	100	4,18	100	4,18
$\bar{1}31$		—	5	3,76		—
$\bar{4}01$	40	3,67	40	3,67	40	3,67
221,002	75	3,52	60	3,53	100	3,52
400,131	40	3,41	10	3,45		—
$\bar{3}12$	25	3,36	20	3,35	10	3,36
040	70	3,28	30	3,29	30	3,28
$\bar{3}31$	40	3,20	30	3,21	20	3,21
330	90	3,14	10	3,19	10	3,16
$\bar{4}02$,420	90	3,04	40	3,08	40	3,04
240		—	5	2,97		—
511	50	2,87	30	2,89	30	2,88
		—		—	20	2,80
	25	2,79	20	2,78		—
		—	30	2,61		—
		—	10	2,60	30	2,58
	65	2,57	5	2,51	20	2,53
		—		—	10	2,46
	60	2,43	40	2,45	40	2,44
	85	2,36	20	2,38	20	2,36

În urma analizării comparative a datelor celor trei minerale din tabelul nr. 2 se desprind următoarele:

a) *Referitor la distanțele reticulare*

Valoarea d Å pentru reflexele feței (200) a metalaumontitului de la Ruschița (6,93 Å) se situează între cea a laumontitului (6,97 Å) și leonharditului (6,88 Å).

Aceleași relații dintre metalaumontit și laumontit se reflectă și în valorile d Å pentru fața (400). Pe lîngă aceste deosebiri care au fost sesizate deja de D. S. C o o m b s (3) se constată și pentru distanțele reticulare ale altor fețe valori mai ridicate la laumontit față de corespondentul său parțial deshidratat, metalaumontit, respectiv leonhardit. Acest lucru se concretizează în reflexele fețelor (111) (330) și ($\bar{4}02$) (420), pentru

care se obţin valorile d Å mai mari pentru laumontit decît pentru metalaumontit şi leonhardit.

În concluzie, rezultă deci că laumontitul se deosebeşte de metalaumontit prin distanţe reticulare mai mari pentru feţele (200) (400) (330) (420) ($\bar{4}02$) (111). Această deosebire indică o slabă contractare de ordinul a 0,03—0,09 Å de-a lungul direcţiilor cristalografice [100] [110] [111] din reţeaua cristalină, contractare care survine o dată cu trecerea de la laumontit la metalaumontit (leonhardit) şi este condiţionată de pierderea unei părţi din apa celei de-a patra molecule de H_2O a laumontitului.

Cercetările experimentale au arătat că trecerea de la laumontit la varietăţile parţial deshidratate ale acestuia (metalaumontit, leonhardit) este un proces reversibil, care se poate realiza în condiţii de laborator. Trecerii la laumontit îi corespunde, în consecinţă, o expansiune a acelorași distanţe reticulare. Întrucît apa zeolitică este reţinută în mineral în canalele paralele axei cristalografice *c* create de modul particular de dispunere a tetraedrelor de SiO_4, feţele cristalografice a căror distanţe reticulare sînt supuse acestor variaţii trebuie să fie în legătură directă cu configuraţia canalelor amintite. În acest mod se poate fundamenta teoretic deosebirea roentgenografică a laumontitului de metalaumontit. Această fundamentare teoretică permite de asemenea întrevederea posibilităţii determinării cantitative a apei zeolitice prin analiza cu raze X.

b) *Referitor la intensitatea reflexelor*

Întrucît contractarea unor distanţe în cadrul reţelei cristaline condiţionează creşterea densităţii atomilor pe anumite plane reticulare, trebuie să ne aşteptăm ca unele din reflexele înregistrate la metalaumontit şi leonhardit să aibă intensităţi superioare celor corespunzătoare din laumontit. Într-adevăr, tabelul nr. 2 ne arată pentru reflexele feţelor cu distanţe reticulare variabile (400) (330) (420) ($\bar{4}02$) (111) şi mai puţin pentru faţa (200) valori de intensitate mai ridicată la metalaumontit de la Ruschiţa şi leonhardit faţă de laumontit.

În afara reflexelor menţionate se constată acelaşi fenomen şi la reflexele feţelor ($\bar{2}21$) (002) (221), ultimele două corespunzînd valorii dÅ = 3,52, pentru care D. S. Coombs (3) semnalează deosebiri de intensitate între laumontit şi leonhardit. Intensităţile reflexelor corespunzătoare valorilor d Å mai mici de 3,28, obţinute pentru zeolitul de la Ruschiţa nu sînt comparabile cu cele corespunzătoare laumontitului şi leonharditului după D. S. Coombs, întrucît prezintă valori în general mai ridicate, care se datoresc probabil condiţiilor diferite de lucru şi de înregistrare.

În concluzie rezultă că zeolitul analizat prezintă caractere roentgenografice proprii corespondentului parţial deshidratat a laumontitului şi poate fi definit în consecinţă drept metalaumontit. Deosebirile neînsemnate faţă de leonharditul din tabelul nr. 2, evidenţiate în special prin valori puţin diferite ale intensităţilor reflexelor pot fi puse pe seama unui grad diferit de deshidratare a celor două minerale.

PROPRIETĂȚI OPTICE

În urma cercetării caracterelor optice ale zeolitului de la Ruschița au fost determinate următoarele constante:

Refringență	n_x	= 1,504 — 1,505
	n_y	= nedeterminat
	n_z	= 1,512 — 1,513
Birefringență	$n_z - n_x$	= 0,008
Extincție	$c \wedge n_g$	= 38 — 40°
Alungirea		— pozitivă
2 V		— mare

Datele publicate pînă în prezent de diferiți cercetători referitoare la constantele optice ale laumontitului se caracterizează printr-o variație largă, în special a valorilor refringenței și unghiului de extincție. Acest lucru se reflectă și în tratatele clasice ale lui A. M. Winchel, H. Winchel (14) și E. W. Tröger (13), în care se indică un domeniu larg de variație atît pentru $n_x = 1,502-1,513$, $n_z = 1,514-1,526$, cît și pentru unghiul $c \wedge n_g = 20°-40°$.

Semnificația acestui fapt a fost recunoscută în 1952 de D. S. Coombs (3) și explicată pe baza reflectării variației conținutului în H_2O și alcalii din laumontit și leonhardit în proprietățile optice ale acestor minerale. Corelația constă în creșterea refringenței o dată cu ridicarea conținutului în apă.

Această interdependență a fost reprezentată în diagrama din fig. 3, pentru a cărei alcătuire s-au utilizat datele publicate de D. S. Coombs (3) și I. Kostov (10). Abaterea punctelor reprezentative de la o linie de variație și situarea lor într-un cîmp de variație cu împrăștiere relativ ridicată se datorește, desigur, substituțiilor ionice din rețeaua cristalină.

Avînd în vedere că refringența se determină în mod normal la o temperatură în jur de 20°C, au fost trecute pe abscisă valorile pentru *apa globală* sub formă de procente și molecule pentru a se evita astfel influențele procesului de deshidratare care pare a începe la laumontit în jur de 100°C. Indicii asupra faptului că H_2O^- înglobează și o parte din apa zeolitică îl constituie, pe de o parte, valorile relativ ridicate obținute pentru H_2O^- la laumontit, valori care depășesc de regulă „umiditatea" rocilor și mineralelor, iar pe de altă parte, cîmpul larg de variație al acestor valori. De altfel este suficient a se urmări datele analizelor chimice ale diverșilor zeoliți referitor la H_2O^- pentru a ne da seama că valorile H_2O^- sînt dependente de zeolitul respectiv, deci de procesul specific de deshidratare a mineralului. Astfel, de exemplu, compararea valorilor H_2O^- (sub 105°C) pentru

thomsonit	0,38—0,47%
laumontit	1,28—2,41%
mordenit	1,64 3,54%

arată că doar la thomsonit aceste valori pot fi considerate a reprezenta umiditatea mineralului, în timp ce la laumontit şi mordenit trebuie admis că sub formă de H_2O^- a fost cuprinsă şi o parte din apa zeolitică eliberată pînă la 105°C.

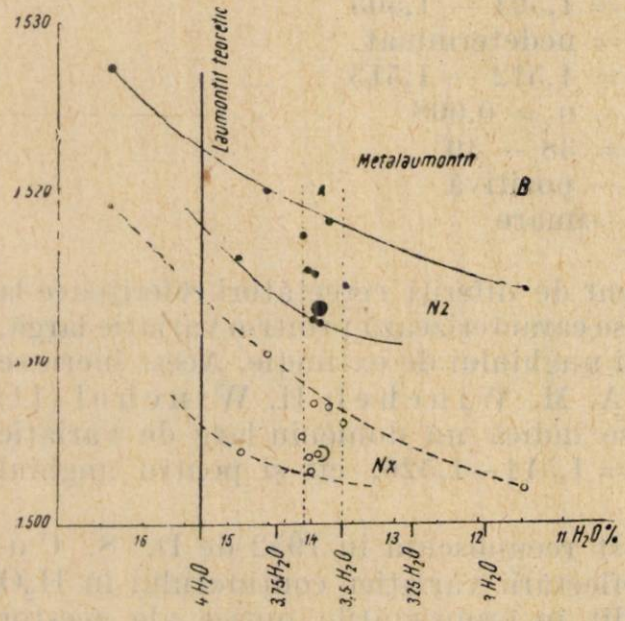


Fig. 3. — Corelaţia dintre refringenţă şi conţinutul în apă zeolitică a mineralelor din grupa laumontitului (cercurile mari reprezintă metalaumontitul de la Ruschiţa).

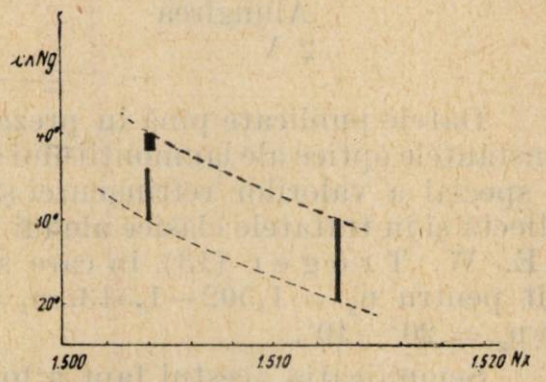


Fig. 4. — Corelaţia dintre unghiul de extincţie c ∧ ng şi refringenţa (n_x) mineralelor din grupa laumontitului (segmentul îngroşat corespunde metalaumontitului de la Ruschiţa).

În concluzie se poate spune că refringenţele ridicate corespund laumontitului, iar cele scăzute metalaumontitului.

Variaţia largă a unghiului de extincţie c ∧ ng citată pentru laumontit se explică în mod asemănător. Lipsa datelor necesare în literatură nu permite urmărirea variaţiei acestui unghi în funcţie de conţinutul în apă, în schimb se poate schiţa interdependenţa dintre c ∧ ng şi refringenţă (fig. 4), a cărei corelaţie cu H_2O a fost reprezentată în figura 3.

Datele din literatură utilizabile în acest sens sînt sumare, însă permit întrevederea creşterii unghiului c ∧ ng concomitent cu descreşterea refringenţei şi scăderea conţinutului în apă. Laumontitul se caracterizează în consecinţă prin valori pentru c ∧ ng, cuprinse între 20 şi 30°C, iar metalaumontitul prin c ∧ ng = 30—40°C (fig. 4).

Proiectarea zeolitului de la Ruschiţa în diagrama din figurile 3 şi 4 îl plasează între termenii cu refringenţă relativ scăzută şi unghiul c ∧ ng mare. Din punct de vedere optic poate fi caracterizat în consecinţă drept metalaumontit.

CONCLUZII ASUPRA CARACTERELOR MINERALOGICE, CONDIŢIILOR GENETICE ŞI SEMNIFICAŢIEI GEOLOGICE A METALAUMONTITULUI

a) CARACTERIZARE MINERALOGICĂ

În urma celor prezentate în capitolul precedent, zeolitul cercetat a fost caracterizat drept metalaumontit, întrucît din punct de vedere chimic şi structural corespunde laumontitului, însă în locul celor 4 H_2O ale acestuia, formula sa cuprinde numai 3,2—3,5 molecule de apă. După cum s-a arătat, deficitul de apă constatat se reflectă atît în datele roentgenografice, cît şi în analiza termică diferenţială, termogravimetrică şi în proprietăţile optice, fapt care permite caracterizarea metalaumontitului prin toate aceste metode de cercetare.

După I. K o s t o v (10), care propune, pe de o parte, scrierea formulei laumontitului cu $3H_2O$, iar pe de altă parte, renunţarea la termenul de leonhardit întrucît consideră apa excedentară faţă de $3H_2O$ fără rol în structura mineralului, zeolitul de la Ruschiţa s-ar defini drept laumontit. Dezavantajul propunerii lui I. K o s t o v (10) decurge din neglijarea atît a prezenţei, cît şi a rolului structural al apei corespunzătoare celei de-a patra molecule din laumontit.

Datele roentgenografice arată că variaţiei cantitative a acestei ape îi corespund deformări (contractări sau expansiuni) ale canalelor paralele axei *c* din structura cristalină a zeolitului. După cum indică analiza termică diferenţială, eliberarea apei însoţită de deformările menţionate este determinată de anumite condiţii de temperatură, deci ea nu reprezintă molecule independente, fără nici un rol în mineral şi a căror prezenţă sau absenţă influenţează doar proprietăţile optice, după cum susţine I. K o s t o v (10). Trebuie avut în vedere că este vorba de o „apă zeolitică" care nu este legată în reţea prin valenţe ca apa de constituţie, dar joacă un rol bine definit, fapt ce rezultă de altfel şi din eliminarea ei fracţionată, proces ce se extinde pînă la temperatura de 870°C şi depăşeşte deci temperatura de 600—800°C la care se produce de regulă eliminarea apei de constituţie din minerale. Trebuie admis, în consecinţă, că moleculele de apă zeolitică au fost incluse în „canalele" reţelei cristaline în timpul formării acesteia şi nu poate fi eliminată sau recîştigată decît în anumite condiţii de temperatură şi presiune, lucru valabil şi pentru cea de-a patra moleculă de apă a laumontitului, caracterizată printr-o mobilitate mai avansată.

Avînd în vedere cele arătate şi faptul că variaţia conţinutului în apă se reflectă în constantele optice, analiza termică şi în datele roentgenografice, considerăm, ca şi D. S. C o o m b s (3), justificată definirea separată a unui corespondent parţial deshidratat a laumontitului. Spre deosebire de cercetătorii menţionaţi, care utilizează denumirea veche de leonhardit, pare însă mai adecvată folosirea termenului de *metalaumontit* după H. S t r u n z (12), întrucît, pe de o parte, se elimină confuzia creată prin utilizarea denumirii de leonhardit, consacrată sulfatului de magneziu $Mg(SO_4).4H_2O$, iar pe de altă parte, denumirea se încadrează în ten-

dința generală de a defini varietățile parțial deshidratate ale zeoliților prin utilizarea prefixului meta-.

Separarea *metazeoliților* apare mai profund justificată dacă avem în vedere că deficitul de apă față de zeoliți este condiționat de temperatura de formare sau de condițiile termice cărora este supus ulterior mineralul respectiv. Metazeoliții reprezintă deci faze de temperatură ridicată a zeoliților. Din punct de vedere optic se caracterizează prin refringență mai scăzută față de corespondenții lor, fapt condiționat de eliminarea unei cantități din apa zeolitică. În anumite condiții de temperatură și presiune, metazeoliții își pot recîștiga lipsa de apă. În această accepțiune de laumontit parțial deshidratat și de varietate de temperatură relativ ridicată a fost definit metalaumontitul de la Ruschița. Relațiile față de laumontit sînt deci similare celor descrise de A. M. Winchell, H. Winchell (14) pentru thomsonit și metathomsonit.

Diagrama din figura 3 arată că majoritatea mineralelor din grupa laumontitului cunoscute din literatură se grupează între 3,6 și 3,5 H_2O dacă se ia în considerare apa globală pentru a se exclude astfel orice fel de deshidratare artificială. În urma proiectării în funcție de H_2O^+, punctele reprezentative s-ar deplasa pe abscisă în jur de 3—3,25 H_2O. Această mică investigare statistică, care bineînțeles este departe de a fi completă, sugerează că zeoliții formați pe cale naturală se caracterizează de preferință prin proporții distincte ale moleculelor de apă, întrucît majoritatea analizelor proiectate au 3,5 H_2O (micul surplus pînă la 3,6 H_2O datorîndu-se probabil umidității care ar corespunde la 0,1—0,2% H_2O). O singură analiză corespunde la aproximativ 3 H_2O, iar două analize se plasează între laumontitul cu $4H_2O$ și mineralele cu 3,5 H_2O. Metalaumontitul de la Ruschița se încadrează grupului majoritar cu 3,5 H_2O (*A* în fig .3), cuprinzînd laumontite slab deshidratate. Față de acest grup *A* s-ar putea separa un grup *B* de metalaumontite cu $3H_2O$, incluzînd varietățile de temperatură mai ridicată, în general puțin răspîndite.

b) CONDIȚII DE GENEZĂ

Cercetarea modului de formare a metalaumontitului de la Ruschița a pus în evidență, după cum s-a arătat, cristalizarea din soluții pe fisurile și golurile rocii eruptive banatitice și înlocuirea metasomatică a fenocristalelor de feldspat și în parte a pastei din porfirul granodioritic.

Analizarea substituțiilor ionice din rețeaua cristalină indică înlocuirea unei cantități mai mari de Si^{4+} prin Al^{3+}, față de raportul 4 : 2, valențele astfel create fiind satisfăcute în special printr-un surplus de Ca^{2+} și mai puțin prin Na^+ și K^+. Excesul de calciu din zeolit constituie un indiciu asupra faptului că soluțiile din care a cristalizat metalaumontitul au fost saturate în Ca^{2+}, lucru care concordă asociației paragenetice cu calcitul. Conținutul scăzut în Na^+ și K^+ indică un caracter slab alcalin al soluțiilor.

Determinarea zeolitului drept metalaumontit permite unele aprecieri asupra temperaturii de cristalizare. Aceasta trebuie să fi fost aproximativ de 100°C sau puțin mai scăzută, întrucît o temperatură supe-

rioară de 100°C ar fi cauzat depunerea unui metalaumontit mai sărac în apă, cu $3H_2O$ (deci corespunzător grupului *B* din fig. 3), iar o temperatură mai scăzută ar fi determinat cristalizarea laumontitului cu $4H_2O$.

c) SEMNIFICAŢIA GEOLOGICĂ

Pe lîngă interesul de ordin mineralogic general, semnalarea metalaumontitului de la Ruschiţa mai prezintă o semnificaţie aparte care decurge din situaţia geologică în care apare zeolitul. Acesta constituie elementul mineralogic principal al unor procese de transformări hidrotermale (zeolitizări) în rocile banatitice din regiune. Zeoliţii fiind în general recunoscuţi ca minerale indicatoare de temperaturi şi presiuni scăzute, au fost utilizaţi în ultimul timp pentru caracterizarea unui facies de metamorfism slab. Particularitatea acestui facies constă în faptul că datorită condiţiilor sale specifice poate fi considerat comun atît metamorfismului regional, cît şi celui magmatic.

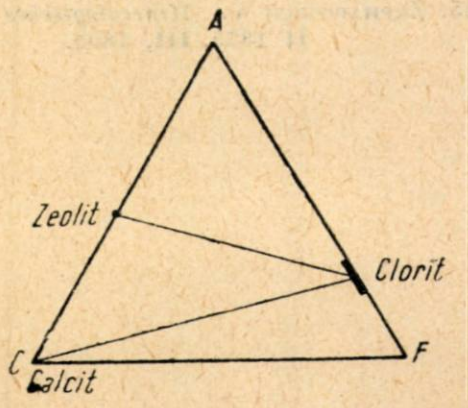


Fig. 5. — Diagrama ACF a faciesului zeolitic al metamorfismului hidrotermal banatitic.

Semnificaţia zeolitizărilor cu metalaumontitul de la Ruschiţa constă deci în faptul că indică prezenţa faciesului zeolitic în cadrul metamorfismului hidrotermal banatitic din regiune. Paragenezele caracteristice ale faciesului sînt reprezentate în diagrama ACF din figura 5. Ele cuprind metalaumontit + calcit ± cuarţ ± clorit. Condiţiile faciesului zeolitic în banatitele cu metalaumontit cercetate se caracterizează prin presiune scăzută şi un domeniu de temperatură situat cu puţin sub 100°C, după cum rezultă din caracterizarea mineralogică şi a condiţiilor de geneză ale zeolitului studiat.

BIBLIOGRAFIE

1. Codarcea Al., *Studiu geologic şi petrografic al regiunii Ocna de Fier — Bocşa Montană (jud. Caraş-Banat)*, An. Inst. geol. Rom. Bucureşti, 1931, **XV**, 1—424.
2. Constantinoff D., Mînzatu S. u. Colios E., *Arten des Kontactendometamorphismus in den Banatiten von Oraviţa (Banat)*, Carpatho-Balkan, Geol. Assoc., VII Congr. Sofia, 1965, Reports III, 265—670.
3. Coombs D. S., *Cell size, optical properties and chemical Composition of Laumontit and Leonhardit. With a note on regional occurrences in New Zeeland*, Amer. Miner, 1952, **37**, 812—830.
4. Giuşcă D. *Un nouveau gisement de zeolithe dans les Monts du Bihor*, C. R. Acad. sci. Roum., 1945, **VII**, (1943—1945), 270—274.
5. Giuşcă D., Biloiu M., Rădulescu D., Stiopol V. şi Dimitrescu R., *Studiul petrografic al masivului Poiana Ruscă de sud-vest*, D.d.S. Com. Geol., 1956, **XL** (1952—1953).
6. Giuşcă D., *La prospection géochimique de gisement de molibdenit de Monts de Drocea*, Rev. de Géol. et Geogr. 1959, **III**, *2*.
7. Hidegh K., *Analysen einiger ungarischer Minerale*, Akad. Közlem, 1881, **8**, *17*.

8. Иванова В. П., *Термограммы минералов*, Записки В. М. О. 1961, seria II, **9**, *1*, 50—90,
9. Kostov I., *On the chemistry, nomenclature and order of formation of the zeolitic minerals*, 1959, An. Univ. Sofia, Fac. Biol. Geol. Geogr. 2 Geologie, **LII** (1957—58), 133—158.
10. Kostov I., a. Filizova L. D., *The zeolites in Bulgaria*; *laumontite*, An. Univ. Sofia, Fac. Biol. Geol.-Geogr. 2 Geologie, 1959, **LII** (1957—58), 159—188.
11. Pieptea V., *Contribuțiuni la cunoașterea scarnelor din regiunea Oravița*, D.d.S. Com. geol., București, 1964, **XLIX**, *2* (1961—1962), 69—79.
12. Strunz H., Mineralogische Tabellen., Leipzig, 1957.
13. Tröger E. W., *Optische Bestimmung der Gesteinsbildenden Minerale*, Stuttgart, 1959.
14. Winchell A. M. a. Winchell H., *Elements of optical mineralogy*, Londra, 1956.
15. Zepharovich V., *Mineralogisches Lexikon für das Kaisertum Östreich.*, Viena. **I**, 1859, **II** 1875, **III**, 1893.

Institutul Geologic al Comitetului de Stat al Geologiei

Primit în redacție la data de 1 dec. 1965.

DETERMINAREA TEMPERATURII DE FORMARE A MINERALELOR PRIN METODA DECREPITĂRII

DE

V. POMÎRLEANU şi D. FILIP

55(05)

Lucrarea de faţă demonstrează că temperatura de decrepitare a cavităţilor cu incluziuni fluide depinde de mai mulţi factori, printre care şi dimensiunile granulelor luate în studiu. Astfel, comparînd maximul de frecvenţă al temperaturilor de decrepitare cu cel al temperaturilor de omogenizare a incluziunilor fluide, se observă că la o granulaţie de 0,3—0,5 mm, se obţine un maxim al temperaturii de decrepitare mai ridicat cu 20—25°C faţă de cel obţinut prin omogenizare. Se presupune că acest maxim, care este în deplină concordanţă cu teoria fenomenului de decrepitare, corespunde cu temperatura de formare a mineralelor.

Problema determinării factorilor fizico-chimici de formare a mineralelor, în ultimul timp, a constituit obiectul a numeroase cercetări. Printre aceşti factori, temperatura a fost determinată prin diverse metode (1), (3), (8), (9), (13), (15), (22), (25).

Dintre metodele aplicate în scopul determinării temperaturii de formare a mineralelor, de o deosebită atenţie se bucură metodele care se bazează pe studiul incluziunilor fluide din minerale. Pornind de la studiul incluziunilor fluide, s-au elaborat două metode de determinare a temperaturii de formare a mineralelor, şi anume metoda omogenizării şi metoda decrepitării.

În ţara noastră, metoda omogenizării prin încălzire la microscop a fost dezvoltată şi aplicată mai întîi asupra a numeroase cristale de cuarţ din diferite zăcăminte de minereuri (18), (19), precum şi din unele roci (20), iar recent a fost extinsă şi asupra altor minerale ca: blendă (2) [1], diopsid (16), disten (17) etc.

[1] Pomîrleanu V. şi Movileanu A., *Date preliminare asupra geotermometriei blendei din zăcămîntul hidrotermal de la Capnic* (în manuscris), 1964.

Metoda omogenizării incluziunilor fluide este limitată numai pentru mineralele transparente şi semitransparente, care permit urmărirea procesului de omogenizare sub microscop. De asemenea, este restrînsă numai la incluziuni a căror observaţie este limitată de puterea de mărire a microscopului obişnuit. Incluziuni foarte mici nu pot fi studiate.

Faptul că şi mineralele opace conţin incluziuni fluide de soluţii mumă, a dus pe cercetători la ideea elaborării şi dezvoltării altei metode geotermometrice şi pentru aceste minerale, bazată pe determinarea temperaturii de decrepitare a incluziunilor fluide (5), (6), (11), (14), (21), (23).

Lucrarea de faţă are drept scop prezentarea unei aparaturi pentru determinarea temperaturii de decrepitare a cavităţilor cu incluziuni fluide, în parte originală, a tehnicii de lucru şi a unor date asupra temperaturii de formare a unor minerale din diverse zăcăminte din România.

PRINCIPIUL METODEI DECREPITĂRII

Principiul acestei metode constă în aceea că dacă se încălzeşte un fragment dintr-un mineral care conţine incluziuni fluide deasupra temperaturii de omogenizare, atunci fluidul monofazic din cavităţile cristalului exercită o presiune foarte mare asupra pereţilor cavităţilor. Datorită acestei presiuni, pereţii cavităţilor se sparg, întocmai (după cum menţionează G. D e i c h a (7)) rezervorului termometric adus la o temperatură superioară celei de umplere. De aici rezultă că temperatura de formare a mineralelor determinată prin metoda decrepitării se poate explica pe baza diagramei presiune—temperatură cu valorile volumului specific pentru apă (21).

DESCRIEREA INSTALAŢIEI

În scopul determinării temperaturii de decrepitare a incluziunilor fluide de minerale, literatura de specialitate indică diferite variante de instalaţii electronice, care pun în evidenţă zgomotele produse la decrepitarea mineralelor.

Spre deosebire de varianta care utilizează un simplu traductor piezoelectric, capacitiv sau magnetoelastic urmat de un etaj de detecţie (12), care are dezavantajul că zgomotele recepţionate trebuie să fie relativ puternice, iar componenţa de curent continuu, obţinută după detecţie este proporţională atît cu amplitudinea, cît şi cu frecvenţa acestora, varianta adoptată de noi se bazează pe înregistrarea frecvenţei decrepitărilor, indiferent de amplitudine.

Aparatura prezentată în lucrarea de faţă, construită după un principiu asemănător cu cel descris de K a r o l E l i á š (4) şi după indicaţiile date de J. K a n t o r [2], permite urmărirea optică, acustică şi înregistrarea frecvenţei decrepitărilor, precum şi adaptarea la orice numărător

[2] J. K a n t o r, Comunicare personală, 1962.

electronic de impulsuri. Schema bloc a instalației este reprezentată în figura 1.

În cuptorul electric /1/ se găsește introdus un tub de sticlă, greu fuzibil, în care se află proba de experimentat sub formă de granule și termocuplul. În apropiere de incinta cuptorului se află microfonul electro-

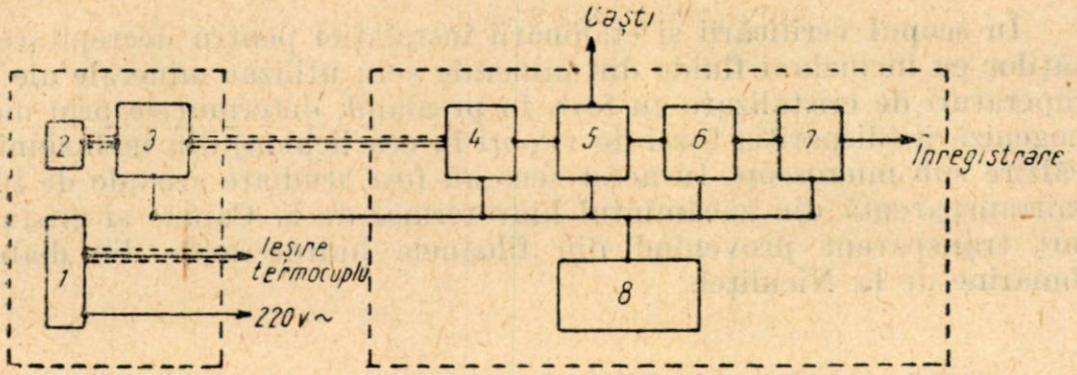


Fig. 1. — Schema bloc a instalației utilizată pentru determinarea temperaturii de decrepitare.

static /2/, care recepționează zgomotele produse de decrepitarea cavităților cu incluziuni fluide din minerale.

Semnalele electrice sub formă de impulsuri date de capsula microfonică sînt amplificate aproximativ de 300 de ori, pentru frecvența de 50 Hz de etajul preamplificator /3/.

Cuptorul, microfonul și etajul preamplificator sînt fixate într-o cameră izolată acustic.

Printr-un orificiu lateral al camerei acustice trece cablul prin care se transmit impulsurile de la etajul de preamplificare în aparatul electronic de observare a decrepitării mineralelor. Acest aparat constă din etajele de amplificare /4/, formare /5/, numărare /6/, voltmetrul electronic /7/ și sursa de alimentare /8/.

MODUL DE LUCRU

Granulele de mineral se introduc într-un tub de sticlă cu diametru de 20 mm. Grosimea stratului cu granule este de aproximativ 2 mm. Tubul de sticlă, în care se află și sudura caldă a unui termocuplu se introduce în incinta cuptorului. Variația temperaturii granulelor de mineral, la decrepitare, este indicată de termocuplul sus-menționat cu sudura rece la 0°C, conectat la un galvanometru cu sensibilitatea de $2{,}10^{-9}$ A/mm și Rg = 4 500 Ω.

Zgomotele rezultate prin decrepitarea cavităților cu incluziuni fluide sînt reflectate de o lamelă metalică, cu o înclinare convenabilă, pentru a fi captate prin reflexie de microfon. Decrepitările sesizate de microfon

sînt amplificate, putînd regla valoarea amplificării pînă cînd ating un anumit nivel al amplitudinii şi pot fi auzite în căşti sau semnalizate de dispozitivul de numărare din aparat.

REZULTATELE EXPERIMENTALE

În scopul verificării şi etalonării instalaţiei pentru decrepitarea cavităţilor cu incluziuni fluide din minerale s-au utilizat minerale ale căror temperaturi de cristalizare au fost, în prealabil, determinate prin metoda omogenizării (dispariţia fazei de vapori în cea lichidă) din incluziuni prin încălzire sub microscop. În acest sens au fost studiate cristale de blendă semitransparentă din zăcămîntul hidrotermal de la Capnic şi cristale de cuarţ transparent provenind din filoanele hidrotermale din diabazele submarine de la Niculiţel.

1. CAZUL BLENDEI DIN ZĂCĂMÎNTUL HIDROTERMAL DE LA CAPNIC

Din zăcămîntul Capnic, şi anume de la filonul Kelemen, au fost analizate două probe de blendă (708 şi 789), de la acelaşi orizont, la care s-a obţinut şi o serie de date asupra temperaturii de omogenizare a incluziunilor fluide din blendă. Datele comparative cu cele obţinute prin metoda decrepitării sînt reprezentate în tabelul nr. 1.

Tabelul nr. 1

Temperatura de omogenizare şi de decrepitare a incluziunilor fluide din unele cristale de blendă de la Capnic

Orizontul	Proba	Temperatura °C			
		la omogenizare		la decrepitare	
		limitele	maximul de frecvenţă	începutul	maximul de frecvenţă
	708	260—274	260—265	243	280—295
—100	789	248—264	255—260	240	275—290

Analizînd datele din tabelul nr. 1, observăm că limitele inferioare ale temperaturilor de omogenizare pentru cele două probe de blendă sînt ceva mai ridicate decît temperaturile care indică începutul decrepitării. Acest fapt se explică prin aceea că blenda posedă un clivaj perfect şi din acest motiv cavităţile cu incluziuni fluide situate în apropierea planelor de clivaj decrepită la o temperatură mai scăzută.

Dacă comparăm maximele de frecvenţă ale temperaturilor obţinute prin ambele metode observăm că, prin omogenizare, maximele se află între 255 şi 260°C, iar prin decrepitare, maximele de frecvenţă sînt cuprinse între 275 şi 295°C (cazul probei 789). Aceste maxime se conturează destul de clar în histogramele din figura 2.

Din analiza acestor histograme se deduce că maximul de frecvență a temperaturilor de decrepitare este mai mare cu 20—25°C față de maximul temperaturilor de omogenizare, fapt care este în deplină concordanță cu principiul decrepitării.

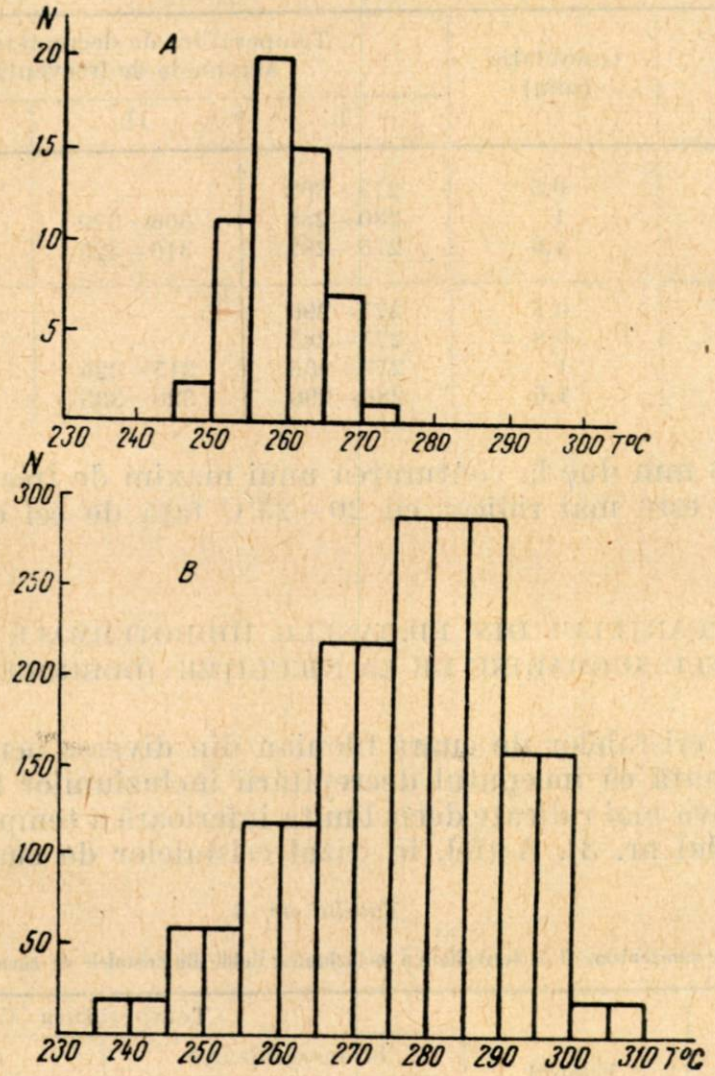


Fig. 2. — Histogramele temperaturilor de cristalizare a blendei de pe filonul Kelemen, orizontul — 100, zăcământul Capnic. A — histograma temperaturilor de omogenizare, B — histograma temperaturilor de decrepitare.

Cu ocazia experimentării blendei, în instalația pentru decrepitare s-a putut constata o oarecare relație între diametrul granulelor supuse decrepitării și intervalul maximelor de temperatură. Astfel, după cum indică datele din tabelul nr. 2, la o granulație relativ medie (0,5 mm), se conturează mai evident un singur maxim, într-un interval mai larg de temperatură. În cazul unei granulații mai grosiere (1—1,6 mm) se evidențiază două sau mai multe maxime, la temperaturi din ce în ce mai ridicate.

Numeroase experienţe de decrepitare, efectuate cu diverse granulaţii de blendă şi cuarţ (0,20—1,6 mm ∅) arată că granulele cu diametrul

Tabelul nr.2

Dependenţa intervalului maximelor de frecvenţă ale temperaturilor de decrepitare de mărimea granulelor

Proba	Granulaţia (mm)	Temperatura de decrepitare, °C Maximele de frecvenţă		
		I	II	III
708	0,5	273—302	—	—
	1	280—288	308—320	—
	1,6	275—282	310—325	360—375
789	0,5	275—290	—	—
	0,8	275—285	—	—
	1	273—286	315—325	365—380
	1,6	280—290	320—335	370—385

între 0,3 şi 0,5 mm duc la conturarea unui maxim de frecvenţă al temperaturilor, care este mai ridicat cu 20—25°C faţă de cel obţinut la omogenizare.

2. CAZUL CUARŢULUI DIN FILOANELE HIDROTERMALE LOCALIZATE ÎN DIABAZELE SUBMARINE DE LA NICULIŢEL (DOBROGEA DE NORD)

În cazul cristalelor de cuarţ filonian din diverse ocurenţe de la Niculiţel se constată că începutul decrepitării incluziunilor fluide are loc la temperaturi ceva mai ridicate decît limita inferioară a temperaturii de omogenizare (tabelul nr. 3). Astfel, în cazul cristalelor de cuarţ de la dealul

Tabelul nr. 3

Temperatura de omogenizare şi de decrepitare a incluziunilor fluide din cristalele de cuarţ de la Niculiţel

Ocurenţa	Filonul	Temperatura °C			
		la omogenizare[3]		la decrepitare	
		limitele	maximul de frecvenţă	începutul	maximul de frecvenţă
Dealul Ţugulea	grupul de vest	98—128		103	127—144
Dealul din Mijloc	filonul 2	113—133	125—130	115	148—168

Ţugulea, începutul decrepitării are loc la temperatura de 103°C, pe cînd limita inferioară a temperaturilor de omogenizare este de 98°, diferenţa

[3] Savul M. şi Pomîrleanu V., *Temperatura de formare a cuarţului în filoanele hidrotermale din diabazele submarine de la Niculiţel*, Bul. ştiinţ., Secţia de geologie şi geografie, 1957, II, 2.

fiind de +5°C, iar pentru cristalele de cuarț de la Dealul din Mijloc diferența este de numai +2°C. În ceea ce privește maximul de frecvență al decrepitării, el este cu 28°C mai ridicat decît maximul de frecvență al temperaturilor de omogenizare (cazul filonului 2, Dealul din Mijloc). La temperaturi mult mai ridicate, 230—270°C, se evidențiază și un alt maxim. Dacă comparăm datele obținute prin ambele metode observăm că diferențele se încadrează în limitele găsite de T. Kashiwagi, Sh. Nishio și H. Imai (10), F. G. Smith și W. M. Little (24).

Din cele două cazuri discutate mai sus rezultă că prin metoda decrepitării de înregistrare acustică și electronică a zgomotelor produse de cavitățile cu incluziuni fluide se obțin date concordante cu cele obținute prin metoda omogenizării la microscop, de obicei mai ridicate, 20—25°C (pentru maximul de frecvență al temperaturilor), conform teoriei fenomenului de decrepitare.

De asemenea, se constată că decrepitarea incluziunilor fluide are loc într-un interval larg de temperatură (fig. 2) și uneori se evidențiază două sau mai multe maxime, la temperaturi din ce în ce mai ridicate. Apariția mai multor maxime de frecvență este cauzată de grosimea variată a pereților cavităților cu incluziuni fluide, de variația gradului de umplere a incluziunilor fluide primare și secundare, de diametrul granulației fragmentelor experimentate, precum și de alți factori.

Luînd în considerare rezultatele obținute prin decrepitare și compararea lor cu cele obținute prin omogenizare, presupunem că în evaluarea temperaturii de formare a mineralelor prin metoda decrepitării trebuie să se ia în considerare nu începutul decrepitării, ci primul maxim de frecvență al temperaturilor care se evidențiază. În aceasta constă de altfel și avantajul metodei decrepitării față de omogenizare, deoarece maximul de frecvență al temperaturilor de decrepitare însumează efectul zgomotelor a mii de incluziuni fluide conținute în fragmentele de mineral luat în studiu și nu a 8 sau 25 de incluziuni (cazul cel mai bun) ca la omogenizare.

Printr-un studiu microscopic preliminar, cu caracter morfologic, al incluziunilor fluide din numeroase cristale de blendă și cuarț de natură hidrotermală, s-a constatat că majoritatea incluziunilor fluide sînt primare și numai o mică parte sînt secundare. Din acest motiv credem că primul maxim corespunde decrepitării în masă a incluziunilor fluide primare și, în consecință, acesta trebuie luat în considerație în probleme de termometrie geologică.

Aplicarea metodei decrepitării cu aparatura prezentată, spre deosebire de metoda omogenizării, care se caracterizează prin finețea și aplicarea sa numai la mineralele transparente și semitransparente, permite determinarea temperaturii de formare a multor minerale și asociații de minerale metalifere, care intră în compoziția minereurilor, în special a celor de natură hidrotermală.

De asemenea, metoda decrepitării ne dă posibilitatea de a studia regimul termic care a acționat în timpul metamorfismului hidrotermal

asupra rocilor din vecinătatea filoanelor şi de a stabili unele relaţii asupra vîrstei acestor transformări din roci şi depunerea mineralizaţiei.

★

Rezultatele asupra determinării temperaturii de decrepitare a cavităţilor cu incluziuni fluide din minerale, cu aparatura elaborată de autori, duc la următoarele concluzii:

— Fenomenul decrepitării poate fi urmărit, în acelaşi timp pe cale optică, acustică şi înregistrare electronică, fie prin adaptarea unui numărător de impulsuri, fie prin înscriere potenţiometrică.

— Decrepitarea are loc într-un interval larg de temperatură. Uneori se evidenţiază două sau mai multe maxime de frecvenţă a temperaturilor. Apariţia mai multor maxime este în funcţie de mărimea fragmentelor de minerale, de gradul de umplere şi de grosimea pereţilor cavităţilor cu incluziuni fluide.

— În evaluarea temperaturii de formare a mineralelor, prin metoda decrepitării trebuie să se ia în considerare primul maxim de frecvenţă al temperaturilor şi nu începutul decrepitării sau celelalte maxime. Primul maxim de frecvenţă este mai ridicat cu 20—25°C faţă de maximul de frecvenţă al temperaturilor de omogenizare (fig. 2), fapt care concordă pe deplin cu teoria fenomenului de decrepitare.

— Aplicarea metodei decrepitării duce la determinarea temperaturii de formare a tuturor asociaţiilor de minerale dintr-un zăcămînt dat.

— De asemenea, metoda decrepitării permite de a se stabili regimul termic din timpul metamorfismului hidrotermal care a acţionat asupra rocilor din vecinătatea corpului de minereu.

BIBLIOGRAFIE

1. Aramaki Shigio a. Akimoto Syn-iti, *Temperature estimation of pyroclastic deposits by natural remanent magnetism*, Am. Journ. Sci., 1957, V, *255*, 9.
2. Borcoş M., *Observaţii asupra importanţei în termometria geologică a incluziunilor lichide din cristalele de blendă*, St. şi cerc. de geol., geofiz. şi geogr., seria geologie, 1964, 2, *9*.
3. Buddington A. F., Fahey Joseph a. Vlisidis Angelina, *Thermometric and petrogenetic significance of titaniferous magnetite*, Am. Journ. Sci, 1955, V, *253*.
4. Eliáš Karol, *Dekrepitačná méthoda v geologickej termometrii*, Geologický průzkum, 1962, číslo 5.
5. Ермаков Н. П., *Метод растрескивания в минералогической термометрий*, Мин. сб. Львовск. геолог. общ., 1950, 4.
6. Deicha G., *Dispositif expérimental pour l'observation directe de la décrépitation des inclusions liquides d'origine hydrothermale*, Bull. Soc. fr. de Minér., 1952, 75, *1*.
7. — *Les lacunes des cristaux et leurs inclusions fluides*, Paris, 1955.
8. Heide Fr., *Geologische Thermometer*, Handwörterbuch der Naturwissenschaften, Zweite Auflage, 1934, IV B.
9. Ingerson Earl, *Methods and problems of geologic thermometry*, Econ. Geology, Fiftieth Anniversary Volume, 1955.
10. Kashiwagi T., Nishio Sh. a. Imai H., *On the formation temperature of minerals by thermal microscope and decrepitation method*, Zbl. Min., 1956, II, *2/3*.
11. Костылева Е. Е., *Некоторые методы изучения рибоносного кварца и опыт их применения*, Moscova, 1964.

12. Kupka František, *Samočinně zapisujici přistroj na dekrepitaci*, Silicáty 1, Ročnik, **V**, 1961, CAV.
13. Mügge O., *Über die Lage des rhombischen Schnittes in Anorthit und seine Benutzung als geologisches Thermometer*, Zeitschr. f. Krist., 1930, **75**.
14. Peach P. A., *A decrepitation geothermometer*, The American mineralogist, 1949, **34**, *1—2*.
15. Petrulian N. et Steclaci Livia, *Sur la présence du rhénium dans les molybdénites de Roumanie et son importance comme thermométric géologique*, Rev. Roum. Géol. Géoph. et Géogr., sér. Géologie, Bucureşti, 1964, **8**, *1*.
16. Pomîrleanu V., *Diopsidul în şisturile cristaline din M-ţii Rodnei*, St. şi cerc. de geol., geofiz. şi geogr., Bucureşti, 1965, **10**, *1*.
17. Pomîrleanu V., Apostoloiu A. et Maieru O., *La température de cristallisation du disthène du cristallin de Sébeş*, An. Şt. Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi, 1965, sect. II, **XI**
18. Pomîrleanu V., *Termometrul geologic şi aplicarea lui la unele minerale din R.P.R.*, Autoreferat litografiat, Iaşi, 1959.
19. Savul M. und Pomîrleanu V., *Paläogeothermometrische Forschungen in Bezug auf die Hydrothermalganglagerstätte von Baia Sprie (Felsöbanya)* RVR, Acta Geologica, 1961, **VII**, *1—2*.
20. — *Paleogeothermisches Profil in den Ostkarpathen den Differenzierten Quarz der Kristallinen Schiefer betreffend*. An. Şt. Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi, 1960, sect. II, **VI**, *2*.
21. Scott H. S., *The decrepitation method applied to minerals with fluid inclusion*. Econ. Geology, 1948, **XLIII**, *8*.
22. Smith F. G., *The pyrite geo-thermometer*, Econ. Geol., 1947, **V**, *6*, *42*.
23. — *Determination of the temperature and pressure of formation of minerals by the decriptometric method*, Mining Engineering, 1952, **V**, *4*.
24. Smith F. G. a. Little W. M., *Sources of error in the decrepitation method of study of liquid inclusions*, Econ. Geology, 1953, **48**, *3*.
25. Тейс Р. В, Чупакий М.С. и Найдин Д. П., *Определение палеотемператур по изотопному составу кислорода в кальците раковин некоторых меловых ископаемых крыма*, Геохимия, 1957, *4*.

Institutul de geologie şi geografie Bucureşti
şi Institutul de chimie „P. Poni" Iaşi
ale Academiei Republicii Socialiste România

Primit la redacţie la data de 30 iunie 1965

FACIESUL ZEOLITIC AL METAMORFISMULUI HIDROTERMAL BANATITIC ȘI MODUL SĂU DE PREZENTARE ÎN REGIUNEA RUSCHIȚA

DE

H. G. KRÄUTNER

55(05

Se argumentează posibilitatea separării unei faze tardive, caracterizată prin zeolitizări și depuneri de zeoliți, în cadrul activității hidrotermale a magmatismului banatitic. Transformările hidrotermale ale acestei faze s-au desfășurat în condițiile faciesului zeolitic.

În regiunea Ruschița, metamorfismul hidrotermal banatitic s-a dezvoltat în trei faciesuri : faciesul cu epidot, faciesul cu sericit și clorit, faciesul zeolitic. Întrucît transformările hidrotermale în faciesul zeolitic sînt generate de o fază tardivă, ele se suprapun peste transformările anterioare în faciesul cu epidot și faciesul cu sericit și clorit, fapt care conferă metamorfismului magmatic din regiune un caracter de polimetamorfism hidrotermal.

CONSIDERAȚII GENERALE ASUPRA FACIESULUI ZEOLITIC AL METAMORFISMULUI HIDROTERMAL BANATITIC

Aparițiile de zeoliți descrise la noi în țară sînt legate genetic fie de șisturile cristaline, fie de formațiuni eruptive, dintre care se disting în această privință în special ofiolitele mezozoice, banatitele și eruptivul neogen (D. P. Rădulescu și R. Dimitrescu)[1].

În cadrul provinciei banatitice, prezența zeoliților este legată de o fază de activitate hidrotermală tardivă, care s-a manifestat atît în corpurile intrusive, cît și în aureolele lor de metamorfism termic de contact și hidrotermal. Această fază hidrotermală tardivă, caracterizată în special prin depunerea zeoliților, succede metalogenezei și în general activității hidrotermale principale ca un ultim ecou al activității magmatice.

[1] D. P. Rădulescu și R. Dimitrescu, *Mineralogia topografică a României*, Edit. Academiei Republicii Socialiste România, 1966.

St. și cerc. de geol., geof. și geogr., Seria geologie, t. 11, nr. 1, p. 207–216, București, 1966

Zeoliţii se întîlnesc sub aspecte mineralogice variate şi cu dezvoltări de amploare diferită, în toate regiunile de răspîndire a rocilor banatitice din ţară. Sînt prezenţi de asemenea şi în zona de continuare la sud de Dunăre a provinciei banatitice.

Aparițiile cele mai nordice se cunosc în regiunea Ciucea unde V. v. Zepharovich (18) menţionează desmin şi laumontit. Mai spre sud în masivul Vlădeasa şi în împrejurimile acestuia, acelaşi autor citează desmin şi laumontit, iar D. Giuşcă (5) descrie desmin şi phillipsit în rocile metamorfozate hidrotermal din Valea Leucei. La Băiţa-Bihor K. Hidegh (9) menţionează prezenţa desminului, iar V. v. Zepharovich (18) cea a laumontitului.

În Munţii Drocea, la Săvîrşin, au fost descrise de către D. Giuşcă (7) depuneri hidrotermale tardive de zeoliţi într-o reţea de filonaşe şi pe diaclazele rocilor banatitice. Zeoliţii sînt reprezentaţi prin laumontit, heulandit şi desmin. În banatitele din Poiana Ruscă a fost menţionat de V. v. Zepharovich (18) desmin în regiunea Ruschiţa, iar de către D. Giuşcă, M. Biloiu, D. Rădulescu, V. Stiopol, R. Dimitrescu (6) laumontit într-un filon de porfir dioritic de la Nădrag. Acestor semnalări mai trebuie adăugat metalaumontitul de la Ruschiţa, descris de H. G. Kräutner, A. Medeşan (14).

În Banat, prezenţa zeoliţilor a fost semnalată de asemenea în principalele regiuni de aflorare ale rocilor banatitice. Al. Codarcea (1) menţionează zeoliţi în regiunea Ocna de Fier, iar D. Constantinoff, S. Mînzatu, E. Colios (2) în corpurile de la Oraviţa-Ciclova. În aceleaşi corpuri, V. v. Zepharovich (18) descrie desmin, iar V. Pieptea (15) a identificat scolecit şi stilbit în aureola lor de contact. La Moldova Nouă, prezenţa chabasitului şi desminului a fost semnalată de V. v. Zepharovich (18).

Zeoliţii legaţi de banatitele de la sud de Dunăre au fost studiaţi în special în R. P. Bulgaria de către I. Kostov (12).

Din analizarea datelor cunoscute pînă în prezent asupra zeoliţilor asociaţi produselor magmatismului banatitic rezultă că aceste minerale apar fie în filonaşe, cuiburi, druze sau pe diaclazele rocilor eruptive, fie substituind feldspaţii rocilor banatitice şi reprezintă mereu ultimele depuneri ale soluţiilor hidrotermale. Din punct de vedere genetic se pot distinge deci două moduri principale de prezentare a zeoliţilor :

a. *Depuneri din soluţii hidrotermale tardive pe fisurile şi golurile rocilor.* Se pare că acesta este modul de prezentare cel mai frecvent. În funcţie de roca în care se depun zeoliţii se pot distinge două categorii, fără ca această grupare să aibă implicaţii genetice : a_1) depuneri pe fisurile şi golurile rocilor banatitice şi a_2) depuneri în rocile înconjurătoare corpurilor banatitice, afectate de metamorfismul termic de contact sau hidrotermal al acestora.

b. *Substituţii metasomatice în rocile eruptive.* Aceste înlocuiri metasomatice, care pot fi definite drept procese de zeolitizare, trebuie privite ca un aspect al metamorfismului hidrotermal şi deci încadrate proceselor de transformări hidrotermale. Ele afectează cu precădere fenocristalele de plagioclazi din banatitele porfirice, fără a exclude însă în unele cazuri pasta rocii. Zeolitizările în rocile banatitice par a fi mai puţin răspîndite decît depunerile de zeoliţi din soluţii hidrotermale pe fisuri şi diaclaze. Singurele cazuri cunoscute pînă în prezent sînt zeolitizările descrise de

D. Giuşcă, M. Biloiu, D. Rădulescu, V. Stiopol, R. Dimitrescu (6) în porfirul dioritic de la Nădrag, cele menţionate de D. Constantinoff, S. Mînzatu, E. Colios (2) în banatitele de la Oraviţa şi zeolitizările din porfirul granodioritic de la Ruschiţa (14).

Avînd în vedere atît faptul că toţi autorii care menţionează zeoliţi asociaţi produselor magmatismului banatitic îi descriu ca ultime minerale formate, cît şi caracterul de minerale caracteristice formaţiunilor de temperatură şi presiune scăzute unanim acceptat pentru zeoliţi, credem că prezenţa zeoliţilor asociaţi banatitelor poate fi utilizată pentru definirea, pe de o parte, a unei *faze tardive* distincte în activitatea hidrotermală care însoţeşte banatitele, iar pe de altă parte, a unui *facies* distinct în cadrul metamorfismului hidrotermal al provinciei banatitice.

Separarea unei faze hidrotermale tardive, corespunzătoare formării zeoliţilor, pare îndreptăţită dacă ţinem seama în special de relaţiile de vîrstă, care sînt mereu clare şi permit atribuirea zeoliţilor unei ultime etape din evoluţia procesului hidrotermal. Faza hidrotermală tardivă se diferenţiază de faza principală, precursoare, prin aspectele diferite ale mineralogenezei şi prin timpul de formare, la care se adaugă însă şi condiţii diferite de temperatură. Condiţiile de depunere şi de cristalizare ale acestei faze hidrotermale sînt caracterizate în special prin temperatura scăzută, de maximum 100°C şi prin saturare în apă, deci ar corespunde condiţiilor faciesului zeolitic.

Definirea şi delimitarea unui facies zeolitic a fost acceptată în general numai în domeniul metamorfismului regional. Condiţiile sale faciale se bucură însă de o particularitate care constă în faptul că ele corespund atît condiţiilor de PT din cadrul metamorfismului regional de grad scăzut şi incipient, cît şi celor întîlnite în cadrul metamorfismului hidrotermal de temperatură joasă. Probabil că tocmai această convergenţă a condiţiilor faciale în domeniile de temperatură şi presiune scăzută, atît ale metamorfismului regional şi ale celui magmatic, cît şi în unele cazuri ale diagenezei, l-au determinat pe D. S. Coombs (3) să definească faciesul zeolitic ca un facies mineral în sensul lui Eskola, deci numai prin condiţii de PT ale metamorfismului, fără a ţine seama de tipul metamorfismului şi de caracterele geologice ale acestuia. În accepţiunea lui D. S. Coombs (3) faciesul zeolitic este deci un facies metamorfic cu valabilitate generală, aplicabil atît în domeniul metamorfismului regional cît şi în domeniul celui magmatic.

În lumina celor discutate şi avînd în vedere că paragenezele cu zeoliţi se diferenţiază destul de clar în produsele magmatismului banatitic, credem suficient de justificată separarea unui *facies zeolitic în cadrul metamorfismului hidrotermal banatitic*. Posibilitatea de a separa în timp condiţiile acestui facies faţă de cele ale transformărilor hidrotermale în alte faciesuri de metamorfism mai avansat, pe baza relaţiilor structurale ale unor parageneze caracteristice, permite plasarea faciesului zeolitic în evoluţia metamorfismului magmatic banatitic la finele acestuia.

După datele pe care le posedăm pînă în prezent, paragenezele faciesului zeolitic definit mai sus ar cuprinde : zeoliţi + calcit ± cuarţ ±

clorit. Dintre zeoliții asociați produselor magmatismului banatitic au fost identificați pînă în prezent: scolecit, laumontit, metalaumontit, phillipsit, heulandit și desmin (stilbit).

Probabil că un studiu detaliat al acestor formațiuni va permite separarea unor subfaciesuri cu caracter local. Drept baze teoretice pentru o asemenea subîmpărțire vor trebui folosite lucrările lui I. Kostov (11), (13) asupra zeoliților și depunerii zonale a acestora și subîmpărțirile faciesului zeolitic din cadrul metamorfismului regional, efectuate de D. S. Coombs (3), Y. Seki (16), J. F. Turner, J. Verhoogen (17). Evidențe pentru posibilitatea unor asemenea subîmpărțiri faciale cu caracter local în cadrul faciesului zeolitic al metamorfismului hidrotermal banatitic rezultă din analizarea paragenezelor cu zeoliți descrise de diverși autori și din mențiunile unor cercetători referitoare la mai multe veniri succesive de zeoliți. Astfel de exemplu, în lumina cercetărilor lui I. Kostov (13), parageneza chabasit + desmin de la Moldova Nouă reprezintă o formațiune de temperatură mai joasă față de paragenezele cu scolecit, laumontit sau phillipsit. Tot în acest sens trebuie reliefată observația menționată de V. Pieptea (15) referitoare la stilbitul de la Oravița, descris ca o depunere ulterioară scolecitului, fapt care este în acord cu succesiunea depunerii zeoliților demonstrată de I. Kostov (13).

POZIȚIA FACIESULUI ZEOLITIC ÎN CADRUL METAMORFISMULUI MAGMATIC BANATITIC

Metamorfismul magmatic banatitic cuprinde două etape principale:

a) O primă etapă corespunzătoare formării produselor *metamorfismului termic de contact*, sincronă punerii în loc a corpurilor magmatice și însoțită local de o metalogeneză pirometasomatică.

b) O a doua etapă corespunzătoare *metamorfismului hidrotermal*. Aceasta succedă în timp primei etape și este însoțită de o metalogeneză hidrotermală. În cadrul ei pot fi distinse două faze hidrotermale principale:

b_1) O primă fază hidrotermală principală, foarte vastă și cuprinzătoare, în care se încadrează atît majoritatea transformărilor hidrotermale cît și metalogeneza hidrotermală. Metamorfismul hidrotermal al acestei faze se dezvoltă în mai multe faciesuri și eventual subfaciesuri, care pot fi distinse și separate în funcție de posibilități și necesități locale.

b_2) O a doua fază hidrotermală secundară, tardivă și mult mai restrînsă ca răspîndire și intensitate decît prima fază. Ea cuprinde depunerile hidrotermale și metamorfismul hidrotermal în faciesul zeolitic și poate fi de asemenea subîmpărțită în funcție de condițiile locale.

Cele două etape ale metamorfismului magmatic și cele două faze ale metamorfismului hidrotermal astfel delimitate s-au succedat în timp, marcînd stadiile principale în evoluția metamorfismului magmatic banatitic. Produsele lor se întîlnesc în majoritatea cazurilor suprapuse și in-

terpătrunse, ca mărturie a transformărilor succesive și variate cărora au fost supuse rocile afectate de metamorfismul magmatic din provincia banatitică. În această evoluție, faza corespunzătoare formării zeoliților apare ca un ultim ecou al magmatismului banatitic, iar faciesul zeolitic înglobează domeniul de temperatură scăzută în care se desfășoară ultimele manifestări ale metamorfismului hidrotermal și ale depunerilor din soluții hidrotermale.

PROCESE DE ZEOLITIZARE ÎN BANATITELE DE LA RUSCHIȚA

Formațiunile cristaline și sedimentare ale masivului Poiana Ruscă sînt străbătute de numeroase și variate roci banatitice, care apar sub formă de filoane, dykuri și corpuri subvulcanice. În special în corpurile filoniene și în dykuri, constituite în majoritatea cazurilor din porfire granodioritice, porfire dioritice, dacite, andezite și lamprofire, transformările hidrotermale sînt larg răspîndite. Studiul acestor fenomene arată o gamă foarte largă de procese, variate atît prin aspectul lor mineralogic cît și prin gradul lor de dezvoltare. Din punct de vedere mineralogic se pot distinge cu precădere epidotizări, cloritizări, sericitizări, carbonatări, piritizări, silicifieri și zeolitizări.

În cele ce urmează vor fi descrise transformările hidrotermale dintr-un dyk de porfir granodioritic banatitic în care au fost semnalate procese de zeolitizare (14). Dykul respectiv se află în regiunea Ruschița, pe Pîrîul cu Raci Mic, unde a fost deschis prin lucrările miniere executate de I.S.E.M. în vederea explorării zăcămintelor de fier din bazinul Pîrîului cu Raci.

În urma studiului microscopic, roca eruptivă se arată a fi un porfir granodioritic, constituit dintr-o pastă microcristalină în care se află implîntate fenocristale de feldspat plagioclaz, hornblendă și cuarț. Roca banatitică este afectată de transformări hidrotermale variate, în cadrul cărora pot fi distinse două faze, pe baza relațiilor structurale dintre mineralele paragenezelor formate în urma metamorfismului hidrotermal. Aspectele mineralogice diferite arată că cele două faze de transformări care s-au succedat în timp se caracterizează prin faciesuri diferite ale metamorfismului hidrotermal.

Prima fază a avut loc în condițiile unui facies cu clorit și sericit, care ar corespunde după S. C. C r e a s y (4) faciesului cu clorit și sericit al propilitelor și, în parte, faciesului transilvan definit de D. S. K o r j i n s k y (10), iar a doua fază s-a desfășurat în condițiile faciesului zeolitic. Particularitatea transformărilor hidrotermale din dykul banatitic de pe Pîrîul cu Raci constă deci în faptul că rocile eruptive au fost supuse unor transformări succesive și variate, ceea ce îndreptățește definirea acestui metamorfism drept *polimetamorfism hidrotermal.*

a. *Transformările hidrotermale în faciesul cu clorit și sericit*

Metamorfismul hidrotermal afectează cu precădere fenocristalele de hornblendă și de feldspat plagioclaz fără a exclude însă pasta rocii. Horn-

blenda apare de regulă cloritizată integral, proces însoțit de separarea fierului și calciului din hornblendă sub formă de magnetit și de calcit. Feldspații prezintă diferite stadii de sericitizare, putîndu-se urmări toată tranziția de la cristalele slab afectate pînă la cele complet sericitizate. Calciul din plagioclaz se separă în acest proces sub formă de calcit. Asociațiile

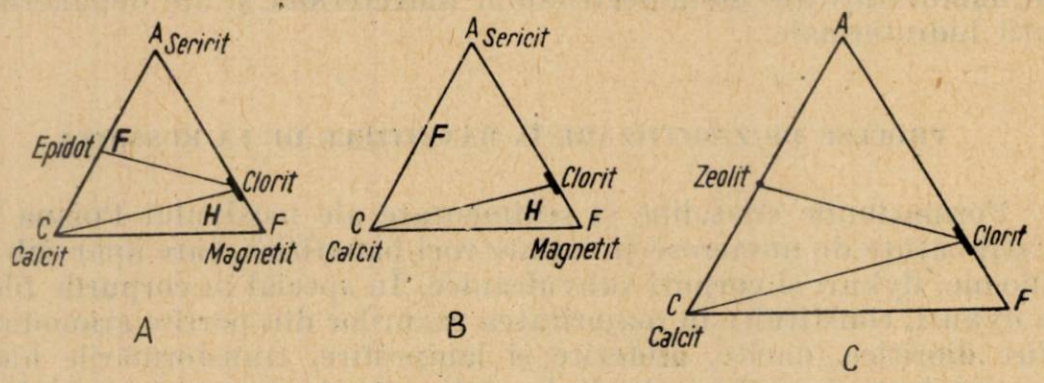


Fig. 1. — Diagramele ACF pentru faciesurile metamorfismului hidrotermal din regiunea Ruschița: A — faciesul cu epidot, B — faciesul cu sericit și clorit, C — faciesul zeolitic.

mineralogice ale acestui facies (fig. 1) cuprind în consecință, în funcție de natura mineralogică a materialului peste care se suprapune metamorfismul hidrotermal:

hornblendă → clorit + magnetit + calcit
plagioclaz → sericit + calcit

b. *Transformările hidrotermale în faciesul zeolitic*

Metamorfismul hidrotermal afectează cu precădere fenocristalele de feldspat plagioclaz, însă cuprinde uneori și pasta rocii. Feldspații apar substituiți integral sau parțial de către zeolit, reprezentat prin metalaumontit. Fenomenul afectează atît plagioclazii intens sericitizați, cît și cei slab sericitizați, față de care pare a arăta o preferință. Zeolitizarea este mai intensă în jurul filonașelor și diaclazelor tapisate cu zeoliți și scade treptat, uneori chiar pînă la dispariție, pe măsură ce ne îndepărtăm de aceste căi de acces ale soluțiilor hidrotermale. Fenomenul poate fi urmărit uneori și macroscopic, datorită culorii roze a feldspaților substituiți prin zeolit. Pe măsură ce intensitatea zeolitizării scade, feldspații își recîștigă culoarea albă.

În urma analizării aspectelor structurale generate de procesul de zeolitizare rezultă următoarele relații față de transformările hidrotermale în faciesul cu sericit și clorit:

a. Zeolitizarea se suprapune peste sericitizarea feldspaților. Se pot urmări adesea diverse stadii, de la substituția parțială a plagioclazilor sericitizați pînă la înlocuirea lor integrală.

b. Fenocristalele de feldspați sericitizați sînt străbătute de vinișoare cu metalaumontit.

c. Zeolitizarea cuprinde atît feldspaţii sericitizaţi, cît şi cristalele de plagioclaz rămase neafectate de procesul de sericitizare.

d. Sericitizarea este un fenomen general şi relativ uniform răspîndit în dykul de porfire granodioritice, în timp ce zeolitizarea prezintă o distribuire neuniformă, condiţionată în special de configuraţia sistemelor de clivaje şi de fisuri, în jurul cărora se manifestă cu intensitate maximă.

Transformările hidrotermale în faciesul zeolitic corespund deci unei faze hidrotermale tardive, care a succedat sericitizării şi cloritizării fenocristalelor din rocă.

Paragenezele faciesului zeolitic

Substituţia metasomatică a feldspaţilor plagioclazi şi a pastei rocii prin metalaumontit este însoţită adesea de cristalizarea unor minerale — cuarţ, clorit, calcit — care, împreună cu zeolitul, constituie asociaţiile mineralogice caracteristice ale faciesului zeolitic din rocile banatitice cercetate (fig. 1).

Cuarţul apare numai în zonele puternic zeolitizate. Local, în porţiuni de rocă integral substituită, în imediata vecinătate a filonaşelor cu zeoliţi, cuarţul prezintă uneori conture idiomorfe prismatice bipiramidate, caracteristice depunerilor filoniene. Soluţiile hidrotermale au avut în consecinţă un conţinut de siliciu suficient de ridicat pentru a determina concomitent cu zeolitizarea şi unele silicifieri restrînse. Aportul de apă şi de silice constituie de altfel factorul hotărîtor în transformarea metasomatică a feldspatului plagioclaz în zeolit.

Cloritul însoţeşte de regulă parageneza metalaumontitului cu cuarţul. Se dezvoltă sub formă de cristale mărunte, dispuse în rozete sau în aglomerări de forme variate.

Calcitul apare similar cuarţului cu precădere în zonele intens zeolitizate. Asociaţia sa cu zeolitul se întîlneşte atît în cadrul substituţiilor metasomatice, cît şi în depunerile hidrotermale pe fisurile banatitelor, fapt care indică o saturare în calciu a soluţiilor hidrotermale. Această concluzie rezultă de altfel şi din studiul mineralogic al metalaumontitului (14), în urma constatării unui exces de calciu în acest mineral, explicat pe baza substituţiilor ionice din reţeaua cristalină.

În concluzie, paragenezele transformărilor hidrotermale în faciesul zeolitic cuprind: zeolit (metalaumontit) + cuarţ + clorit + calcit. Depunerile hidrotermale pe fisurile şi diaclazele rocii eruptive se caracterizează prin parageneza zeolit (metalaumontit) + calcit.

CONCLUZII ASUPRA FACIESURILOR METAMORFISMULUI HIDROTERMAL DIN REGIUNEA RUSCHIŢA CU PRIVIRE SPECIALĂ ASUPRA FACIESULUI ZEOLITIC

Analizarea paragenezelor formate prin transformările hidrotermale din numeroasele roci banatitice ale regiunii Ruschiţa indică o mare varietate de asociaţii mineralogice. Excluzînd pe cele datorite unui aport hi-

drotermal suprasaturat în anumite elemente, cum ar fi de exemplu cazul silicifierii, piritizării sau carbonatării intense, incluzînd deci numai paragenezele născute în urma unui aport hidrotermal echilibrat, care nu a modificat esențial compoziția globală a rocilor, paragenezele întîlnite pot fi încadrate în trei grupe mari, corespunzătoare unor condiții faciale distincte care au condiționat formarea lor. Cele trei grupe paragenetice ale mineralelor generate de transformările hidrotermale pot fi considerate deci a corespunde la trei faciesuri în cadrul metamorfismului hidrotermal banatitic din regiune (fig. 1 și tabelul nr. 1).

Tabelul nr. 1

Paragenezele faciesurilor metamorfismului hidrotermal din rocile banatitice (reg. Ruschița)

Faciesul metamorfismului hidrotermal	Paragenezele caracteristice ale faciesului	Mineralele substituite
A. Faciesul cu epidot	— epidot ± calcit — clorit + magnetit + calcit	feldspat plagioclaz hornblendă
B. Faciesul cu sericit și clorit	— sericit ± calcit — clorit + magnetit + calcit	feldspat hornblendă
C. Faciesul zeolitic	— zeolit (metalaumontit) ± cuarț ± calcit ± clorit	feldspat plagioclaz ± pastă

Întrucît au fost excluse, după cum s-a arătat, paragenezele formate în urma aportului însemnat a unui singur element sau a unui grup de elemente (Si, CO_2, S etc.), evitîndu-se astfel condiționarea paragenezelor de natură chimică a aportului hidrotermal, asociațiile mineralogice prezentate în tabelul nr. 1 corespund unor procese metamorfice desfășurate în condiții care pot fi considerate, cu o oarecare aproximație, apropiate celor izochimice. Aportul hidrotermal principal constă în apă și cuprinde în cantități subordonate potasiu, siliciu și calciu. El se compensează în special prin spălarea sodiului și este comun celor trei faciesuri menționate. Deosebirea dintre condițiile de formare ale acestor faciesuri se referă deci în special la domeniul de temperatură în care se desfășoară transformările hidrotermale; faciesul cu epidot corespunde temperaturii relativ celei mai ridicate la care a avut loc metamorfismul hidrotermal din regiune; faciesul cu sericit și clorit cuprinde un domeniu de temperatură mai scăzută; faciesul zeolitic se caracterizează prin temperaturile cele mai scăzute, situate sub 100°C, după cum se poate deduce din prezența metalaumontitului.

Dependența față de temperatură a paragenezelor celor trei faciesuri se manifestă și în modul lor de distribuire spațială. În timp ce faciesul cu sericit și clorit se întîlnește în toată regiunea, aria de răspîndire a faciesului cu epidot include numai dealul Boul și zona situată la sud de acesta. În aria menționată sînt cuprinse ivirile de skarne și mineralizațiile hidrotermale din regiune, iar filoanele de roci eruptive apar mai frecvent. Aceste

fapte pot fi interpretate ca indicații asupra unor condiții de temperatură mai ridicată în zona respectivă, condiționate probabil de prezența unui corp banatitic în profunzime.

Faciesul zeolitic

Una din particularitățile acestui facies constă, după cum s-a argumentat în cele precedente, în faptul că formarea paragenezelor care îl caracterizează este legată de o fază hidrotermală tardivă, ulterioară transformărilor hidrotermale în faciesul cu sericit și clorit și în faciesul cu epidot. Zeolitizarea se suprapune deci peste transformări hidrotermale anterioare, fapt care conferă metamorfismului magmatic, atunci cînd înglobează aceste zeolitizări, un caracter de *polimetamorfism hidrotermal.*

Condițiile faciesului zeolitic se caracterizează prin presiune scăzută și printr-un domeniu de temperatură situat sub 100°C.

Din cele prezentate mai înainte a rezultat că zeoliții și mineralele cu care apar în parageneză s-au format prin substituție metasomatică și depuneri pe fisurile rocilor eruptive. În unele cazuri însă — în zonele de intensă zeolitizare — metalaumontitul, cuarțul, calcitul și chiar cloritul substituie local roca în întregime și se dezvoltă sub formă de cristale idiomorfe cu habitus asemănător acelora din depunerile hidrotermale. După V. H a n u š (8), aceste aspecte structurale ar indica un proces de umplere a unor goluri supracapilare simultan cu formarea lor, care se datorește unor solubilizări locale. Acest aspect al proceselor hidrotermale însoțește adesea substituțiile metasomatice și a fost definit de V. H a n u š (8) drept „Solvat apposition".

În consecință se poate afirma că paragenezele faciesului zeolitic din porfirele granodioritice de la Ruschița au luat naștere prin trei procese hidrotermale diferite, care se află în strînsă legătură genetică și interdependentă:

— metasomatoză (substituția fenocristalelor și a pastei)

— „Solvat apposition" (proces simultan de formare prin dizolvare și umplere cu noi minerale a unor goluri supracapilare)

— umplere de goluri (depuneri pe fisurile și diaclazele rocilor eruptive).

BIBLIOGRAFIE

1. Codarcea Al., *Studiu geologic și petrografic al regiunii Ocna de Fier — Bocșa Montană (Jud. Caraș — Banat)*, An. Inst. geol. rom., București, 1931, **XV**, 1—424.
2. Constantinoff D., Mînzatu S. u. Colios E., *Arten des Kontaktendometamorphismus in den Banatiten von Oravița (Banat)*. Ass. Geol. Carpato-Balkan. VII Congr., Sofia, 1965, Reports III, 265—670.
3. Coombs D. S., *Lower grade mineral facies in New Zealand*, Int. Geol. Congr., Rep. XXI, Session Norden, Copenhaga, 1960, *XIII*, 339—351.
4. Creasy S. C., *Some phase relations in the hydrothermally alltered rocks of porphyry*, cooper deposits, Econ. Geol., 1959, **54**, *3*.
5. Giușcă D., *Un nouveau gisement de zéolithes dans les Monts du Bihor*. C. R. Acad. Sci. Roum., 1945, 1943—1945, **VII**, 270—274.

6. Giușcă D., Biloiu M., Rădulescu D., Stiopol V. și Dimitrescu R., *Studiul petrografic al masivului Poiana Ruscă de sud-vest*, D.d.S. Com. Geol., 1956, **XL** (1952—1953).
7. Giușcă D., *La prospection géochimique de gisement de molibdenit de Monts de Drocea*, Rev. de Géol. et Géogr., 1959, **III**, *2*.
8. Hanuš Vaclav, *Hydrothermal metasomatism and its relationship to other oreforming processes*. Int. Geol. Congr. 21-st, Copenhaga, 1960, Rept. pt. 16, 67—78.
9. Hidegh K., *Analysen einiger ungarischer Minerale*, Akad. Közlem., 1881, **8**, *17*.
10. Коржинский Д. С., *Зависимость метаморфизма от глубинности в вулканогеных формациях*, Акад. Наук. СССР, Тр. лаб. вулканологий, 19, 5—11.
11. Kostov Iv., *On the chemistry nomenclature and order of formation of the zeolitic minerals*, An. Univ. Sofia, Fac. Biol., Geol., Geogr., 2, Geologie, 1959, **LII** (1957—1958), 133—158.
12. Kostov I. a. Filizova Z. D., *The zeolites in Bulgaria*; *laumontite*, An. Univ. Sofia, Fac. Biol., Geol., Geogr., 2, Geologie, 1959, **LII** (1957—1958), 159—188.
13. Kostov I., *Zoning and zeolit formation*, Sympozium problems of postmagmatic ore deposition, Praga, 1965, **II**, 105—110.
14. Kräutner H., G. și Medeșan A., *Metalaumontitul de la Ruschița*, acest volum, p. 183—196.
15. Pieptea V., *Contribuțiuni la cunoașterea scarnelor din regiunea Oravița*, D.d.S. Com. geol., București, 1964, **XLIX**, *2* (1961—1962), 69—79.
16. Seki Y., *Pumpellyit in low-grad metamorphism*, Journ. of Petrology, 1961, *2*, *3*, 407—423.
17. Turner J. F. a. Verhoogen J., *Igneous and metamorphic petrology*, New York, 1960.
18. Zepharovich V. v., *Mineralogisches Lexikon für das Kaisertum Östreich.*, Viena, **I**, 1859, **II**, 1875, **III**, 1893.

Institutul geologic al Comitetului de stat al Geologiei

Primit în redacție la data de 15 februarie 1966

DESPRE TRANSGRESIUNEA PONȚIANULUI ÎN NORDUL MUNTENIEI

DE

IUSTIN GHERMAN

55(05)

Lucrarea prezintă o imagine regională a transgresiunii ponțianului în nordul Munteniei. După ce se citează continuitatea de sedimentare dintre meoțian și ponțian, în general, se descrie situația în două regiuni restrînse în care ponțianul, depășind aria de răspîndire a meoțianului, se așază transgresiv peste formațiuni mai vechi. Se mai citează și transgresiunea ponțianului peste formațiunile premeotice, pusă în evidență prin foraje în partea de NV a Munteniei.

Transgresiunea pliocenului din exteriorul Carpaților, observată și înregistrată în lucrările de cartare geologică locală, nu a format subiectul unor lucrări de sinteză care să dea imaginea transgresiunii regionale a etajelor pliocenului.

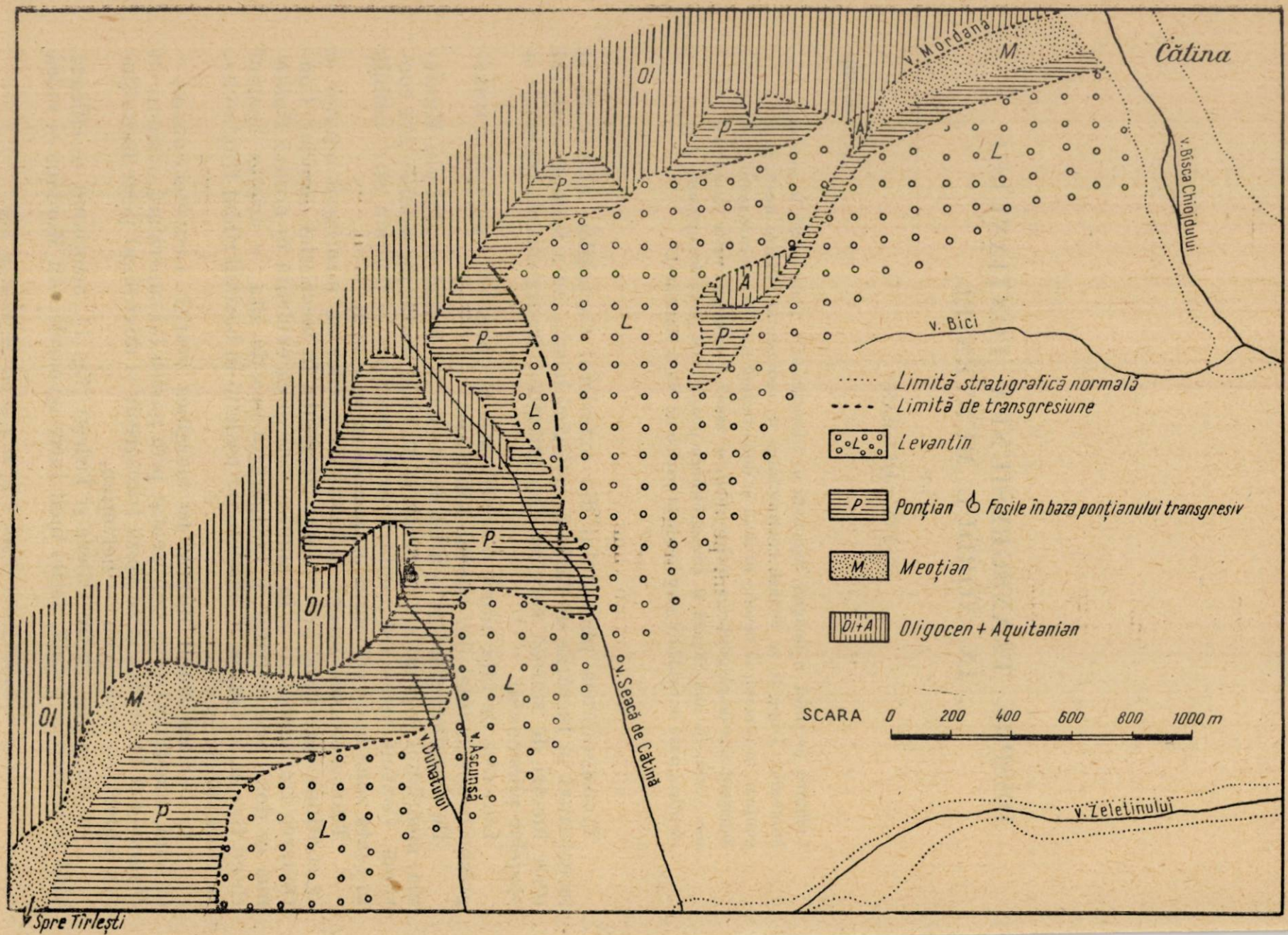
Lucrarea de față aduce o contribuție la imaginea regională a transgresiunii ponțianului din nordul Munteniei.

Pe marginea nordică a ariei de răspîndire a pliocenului din Muntenia, meoțianul și ponțianul reprezintă un ciclu unitar de sedimentare continuă. Continuitatea sedimentării de la meoțian la ponțian este vizibilă în toată zona unde cele două etaje apar expuse la zi.

Transgresiunea începe la cotul Carpaților cu meoțianul inferior și se continuă spre vest, prin nordul Munteniei în meoțianul superior. Continuarea transgresiunii și în ponțian este și ea evidentă în nordul Munteniei în două arii restrînse și îndepărtate una de alta : o arie în bazinul rîului Buzău, la Cătina — Tîrlești, iar cealaltă în bazinul rîului Dîmbovița, la Gura Bărbulețului.

În bazinul rîului Buzău, pe marginea vestică a cuvetei Șoimari — Calvini, meoțianul este reprezentat prin partea lui superioară, nisipuri cu *Hydrobia* și *Teodoxus*, și se așază transgresiv și discordant peste formațiunile anterioare : oligocen — helvețian.

În porțiunea dintre Cătina și Tîrlești (fig. 1), meoțianul se efilează pînă la dispariția totală, astfel încît între izvoarele văii Mordana și valea


Cătina
v. Mordana
v. Bîsca Chioidului
v. Bici
v. Zeletinului
v. Seacă de Cătină
v. Cuhatului
v. Ascunsă
Spre Tîrlești
Limită stratigrafică normală
Limită de transgresiune
Levantin
Ponțian
Fosile în baza ponțianului transgresiv
Meoțian
Oligocen + Aquitanian
SCARA 0 200 400 600 800 1000 m

Duhatului [1], ponțianul, care mai la est este așezat în continuitate normală stratigrafică peste meoțian, spre vest depășește aria de extindere a meoțianului și se așază discordant peste oligocen.

Contactul normal între meoțian și ponțian — stratul cu *Congeria novorosica* — se observă la sud în valea Ursoaia (la Tîrlești) și la nord de valea Mordana (la Cătina). Contactul de transgresiune ponțian — oligocen se observă bine în deschiderile de pe Valea Ascunsă, afluent nordic al văii Duhatului. Peste gresia de Kliwa se așază o brecie bazală (grosimea circa 1 m) și peste ea un banc (2—3 m) de conglomerat mărunt cu *cardiacee*, *Stylodacna*, *Prosodacna* și *dreissenii*. Peste acestea urmează nisipuri și gresii cu intercalații de marne.

Transgresiunea ponțianului s-a făcut deci printr-o înaintare treptată a bazinului de sedimentare spre vest, peste marginea ariei de sedimentare a meoțianului.

Spre sfîrșitul ponțianului a urmat o perioadă de exondare, căci dacianul nu apare la zi în nici un profil pe marginea vestică a depresiunii Șoimari—Calvini, pietrișurile levantine așezîndu-se direct pe ponțianul inferior.

În bazinul Rîului Alb (fig. 2) afluent estic al rîului Dîmbovița, la nord de comuna Pietrari [2], meoțianul are grosimea stratigrafică de 10—15 m și este acoperit în continuitate normală de sedimentare de către ponțian. Mai la nord cu circa 1,7 km, pe flancul nordic al sinclinalului Rîul Alb, la est de valea Bărbulețului, meoțianul reprezentat prin partea lui superioară (nisipuri cu *Hydrobia*) are grosimea de 0,5—2 m. El se așază discordant (cu un unghi de 80—90°) peste eocen și este acoperit, în continuitate de sedimentare, de ponțian (limita normală cu *Congeria novorosica*). La vest de Valea Bărbulețului, meoțianul mai poate fi observat cu o grosime de 0,2—0,3 m și apoi dispare pe coasta sudică a dealului Cetățuia Mare, unde ponțianul se așază direct peste conglomerate cretacice, cu un unghi mare de discordanță. Ponțianul este reprezentat prin pietrișuri mărunte, foarte fosilifere cu structură torențială. Contactul ponțian—cretacic + eocen se poate urmări spre vest pînă la valea Bratoștei (circa 1,4 km). La vest de valea Bratoștei pînă la valea Dîmbovițeî, dacianul depășește aria de răspîndire a ponțianului și se așază transgresiv pe eocenul de la Plaiul Floarei.

În concluzie, pe marginea nordică a sinclinalului Rîul Alb se observă cum etajele pliocenului se efilează pe rînd spre vest, sedimentele mai vechi fiind depășite, strat de strat, de cele mai noi. Astfel meoțianul este depășit de ponțian, iar acesta de dacian, demonstrînd că în regiunea actuală a văii Dîmbovițeî, avansarea spre nord a lacului pliocen s-a făcut treptat, începînd din meoțian pînă în dacian.

Observațiile din cele două regiuni citate arată că transgresiunea care a avut loc în nordul Munteniei, în timpul meoțianului, s-a continuat

[1] I. Gherman, N. Gărăiacu și T. Popescu, *Raport geologic asupra regiunii Pătîrlage—Surani*, Arh. Min. Petrolului, 1963.

[2] I. Gherman și F. Olteanu, *Raport geologic asupra regiunii Voinești—Pietrari*, Arh. Min. Petrolului, 1941.

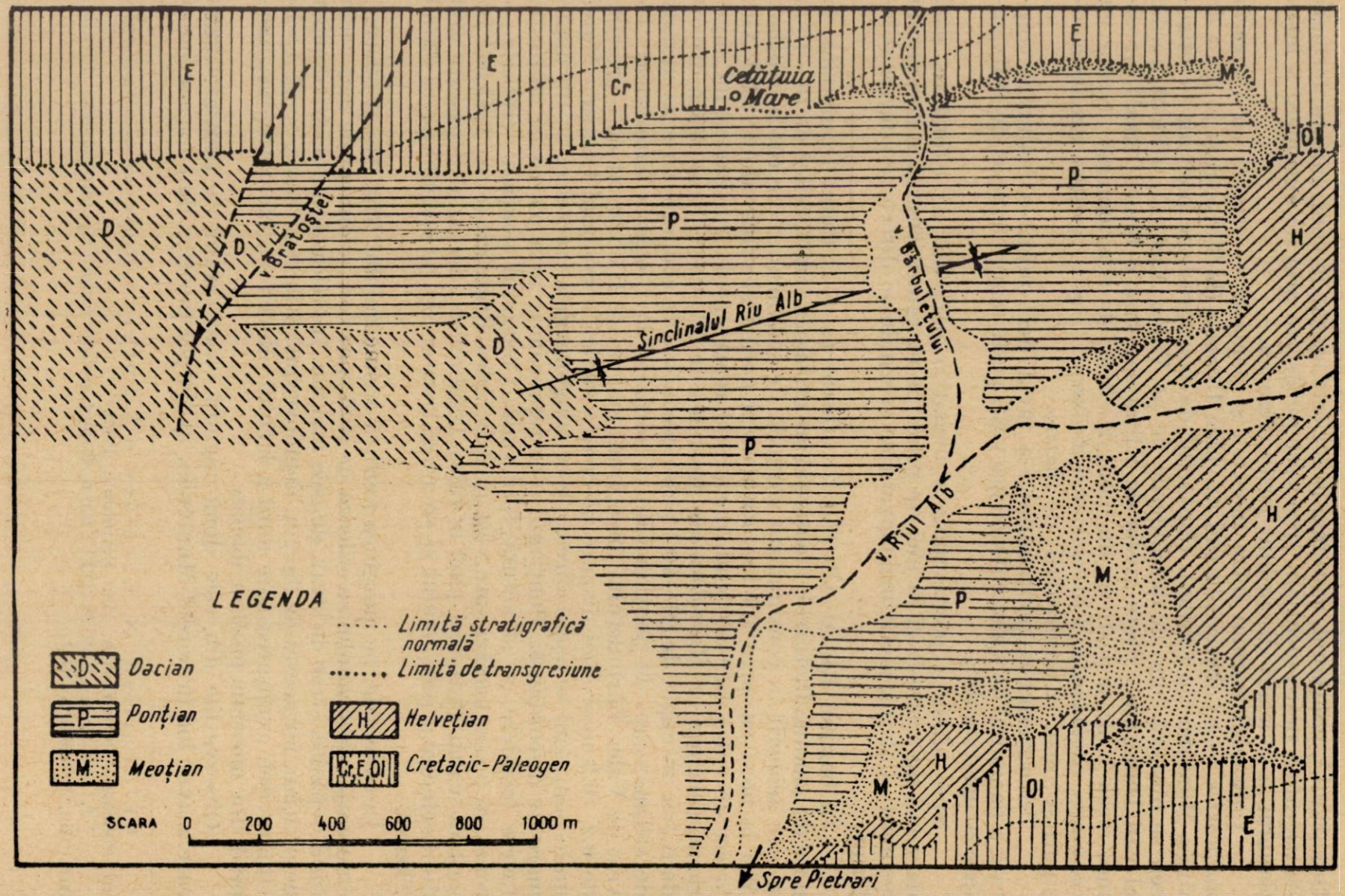


Fig. 2. — Schița geologică a regiunii Riu Alb — Bărbuleț.

și în ponțian. În partea de răsărit, în bazinul Buzăului, ea s-a extins peste Pintenul de Văleni, iar în bazinul Dîmboviței, peste flișul intern. Între aceste puncte extreme, transgresiunea ponțianului poate fi admisă teoretic, dar nu mai există nici un punct în care să se observe depășirea meoțianului de către ponțian, căci eroziunea postponțiană a distrus orice document, spălînd ponțianul de pe formațiunile premeotice.

Transgresiunea ponțianului peste aria de răspîndire a meoțianului ocupă suprafețe mai întinse la vest de valea Dîmboviței, în Depresiunea Getică, unde a fost pusă în evidență prin observații la suprafață (1) [3], și prin numeroase foraje executate pentru explorarea petrolului [4] și a cărbunelui [5]. Astfel, ponțianul se așază discordant peste formațiunile premeoțiene (de la cretacic pînă la sarmațian), pe o zonă largă, între valea Dîmboviței și valea Oltului, pe structurile: Boțești, Stîlpeni, Slătioarele-Pitești, Drăganu-Săpunari, Lăunele și Galicea.

Din cele expuse mai sus se constată că ponțianul prezintă o largă transgresiune în partea de nord a Munteniei peste aria de extindere a meoțianului. La rîndul său, dacianul avansează transgresiv în afara ariei de răspîndire a ponțianului, în bazinele Dîmboviței și Argeșului, pe cînd în bazinul Buzăului, Bîscei Chiojdului și Zeletinului, pe flancul vestic al sinclinalului Calvini, dacianul lipsește, iar ponțianul este acoperit direct de pietrișurile levantine. Aceste raporturi între etajele pliocenului în nordul Munteniei trebuie atribuite mișcărilor oscilatorii ale depresiunii din fața Carpaților, în fazele de cutare atică și rhodanică, mișcări care au putut fi, în același timp, de intensități și chiar de sensuri diferite, în diversele porțiuni ale acestei depresiuni.

BIBLIOGRAFIE

1. V. Dragoș, *Asupra structurii geologice a regiunii dintre R. Doamnei și R. Tîrgului (Muscel)*, D.d.S. Com. geol., 1950—1951, **XXXVIII**.
2. I. Gherman, *Îndrumări în Practica Geologică, I*, București, Edit. tehnică, 1954.
3. G. Murgeanu, *Ridicări geologice între valea Ialomiței și valea Bărbuletului la nord de Pucioasa-Pietrari (jud. Dîmbovița)*. D.d.S. Inst. Geol. Rom., 1926—1927, **XV**.

Institutul de cercetări și proiectări geologice industriale pentru hidrocarburi al Ministerului Petrolului

Primit în redacție la data de 20 oct. 1965

[3] V. Rădulescu și C. Lungan, *Cercetări geologice în regiunea Cîmpulung-Gemenea*, Arh. Min. Petrolului, 1957.

[4] F. Olteanu și Gh. Voicu, *Perspectivele structurilor Stîlpeni și Boțești din Muntenia de vest*, Arh. Min. Petrolului, 1956.

[5] I. Gherman, *Studiul geologic al zăcămîntului de cărbuni de la Berevoiești (Muscel)*, Arh. Trustului de explorări carbonifere, 1957.

PREZENȚA A DOUĂ TIPURI DE ROCI SILICIOASE ÎN OLIGOCENUL DE LA NV DE CLUJ

DE

GH. MĂRGĂRIT și MARIA MĂRGĂRIT

55(05)

Cu ocazia cercetărilor efectuate în zona paleogenă de la NV de Cluj, autorii au pus în evidență prezența unor roci silicioase (silexite și menilite) în cadrul depozitelor oligocenului superior. Dintre acestea o importanță deosebită o prezintă mai ales silexitele, atît din punctul de vedere al răspîndirii, cît și din punctul de vedere al plasării lor în scara stratigrafică.

Pe baza lor s-a încercat să se facă paralelizarea diferiților termeni ai oligocenului superior care schimbă de facies, atît în regiunea la care ne referim, cît și în alte zone de pe rama de NV a Bazinului Transilvaniei. S-a ajuns astfel la concluzia că stratele de Zimbor, dezvoltate în faciesul lor caracteristic pînă la Cubleș și Stobor, spre sud — est, ar trece în depozite asemănătoare cu stratele de Sînmihai și deci separarea lor ar fi imposibilă.

Cercetările geologice efectuate în anii 1963—1964, în zona paleogenă de la NV de Cluj ne-au furnizat o serie de date noi cu privire la stratigrafia și tectonica regiunii, cărora li se alătură sesizarea, pentru prima dată, a două tipuri de roci silicioase, situate la nivele stratigrafice diferite în cadrul depozitelor oligocene.

În nota de față ne vom referi în special la prezența și importanța stratigrafică a acestor roci silicioase.

STRATIGRAFIA REGIUNII

Întrucît rocile silicioase sînt cantonate în oligocenul superior care se dezvoltă la est de meridianul localităților Ticu — Aghireș, vom da o descriere sumară numai a formațiunilor din această zonă.

St. și cerc. de geol., geof. și geogr., Seria geologie, t. 11, nr. 1, p. 223—231, București, 1966

STRATELE DE MERA

Sînt reprezentate, în general, prin gresii cuarţitice, fine şi grosiere, friabile, de culoare gălbuie-verzuie, nestratificate, în care se întîlneşte un singur nivel de calcare grezoase, fosilifere (*Scutella subtrigona* Koch, *Turritella* sp., *Natica* sp.), spre deosebire de stratele de Mera din împrejurimile localităţii cu acelaşi nume, care cuprind două nivele cu *Scutella subtrigona*.

STRATELE DE TICU

Urmează în continuitate de sedimentare peste depozitele descrise mai sus şi sînt alcătuite, în cea mai mare parte, din argile şi marne slab nisipoase, fine şi nestratificate, colorate predominant în maroniu-roşcat, cu lentile mai nisipoase, colorate în verzui-albăstrui. Cu totul subordonat se întîlnesc şi depozite mai grosiere, reprezentate prin gresii, mai rar microconglomerate cuarţitice, cu dezvoltare lenticulară.

STRATELE DE CETATE

În cadrul acestora am separat două faciesuri, unul grezos-cărbunos, în bază (care ar cuprinde orizontul carbonifer şi orizontul gresiei de Cetăţuia în accepţiunea lui Gh. Voicu — 1955 [1]), şi un facies argilos roşu la partea superioară (care corespunde orizontului argilos-marnos roşu cu pietrişuri, al aceluiaşi autor).

La partea superioară a faciesului grezos-cărbunos, pe versantul drept al văii Ruginoasa, peste gresiile fosilifere (cu rare exemplare de *Corbula* sp.) urmează gresii gălbui-ruginii pe o grosime de 3 m, apoi gresii cuarţitice cenuşii-albicioase (3—5 m), peste care se observă două intercalaţii de roci silicioase, asemănătoare unor travertine, cu urme de plante, foarte fine, de culoare negricioasă, cu grosimi de 10 cm fiecare, în alternanţă cu două intercalaţii cărbunoase de aceeaşi grosime, legate de cele mai multe ori intim între ele. În continuare, urmează marne nisipoase gălbui-albicioase (0,50 m), gresii albicioase-gălbui (4,5 m) şi apoi depozitele argiloase, roşcate, care ţin de partea superioară a stratelor de Cetate (faciesul argilos roşu).

La est de Cornești, peste gresia cu corbule, urmează 3—4 m de gresii gălbui-ruginii, mai rar albicioase, după care gresii nisipoase albe (6—8 m), apoi cărbuni (0,10 m) şi roci silicioase la fel ca cele de pe valea Ruginoasa, cu urme de plante şi goluri umplute cu cristale de cuarţ, cu o grosime de 0,15 m, deasupra cărora stau marne cenuşii-vineţii (1 m), cărbuni (0,10 m) şi roci silicioase (0,15 m) la fel cu cele din bază; peste acestea urmează din nou marne cenuşii-vineţii (0,50 m), după care se observă alternanţe de argile roşcate şi de gresii nisipoase, pînă la stratele de Coruş (fig. 2, a).

[1] Gh. Voicu, *Raport geologic de cartare în Cîmpul 1 Tămaşa (Şorecani)*, 1955.

Relații clare privind raporturile dintre aceste roci silicioase și cele din culcuș și acoperiș, se mai observă la vest de Cornești și pe un afluent drept al văii Șardului și respectiv al Văii Mari.

Totuși, aria lor de răspîndire este cu mult mai mare, întîlnindu-se sub formă de blocuri sau fragmente, începînd de la nord de Aghireș și pînă aproape de Sumurduc (fig. 1).

Acestea reprezintă primul tip de roci silicioase pe care, ținînd seama de caracterele petrografice, le-am considerat a fi silexite.

Dintre cercetătorii anteriori, doar O. Iliescu [2] a remarcat prezența acestor roci la est de Cornești, dar le-a denumit altfel: „Peste nisipurile albe de 10 m grosime, se întîlnește un orizont grezos, reprezentat prin gresii dure, în parte calcaroase, sonore, cu vacuole de disoluție, avînd aspectul unor roci care au suferit fenomenul de ardere. Această sonoritate și aspect de roci arse este pusă pe seama oxidărilor survenite din cauza contactului cu orizonturile cărbunoase".

Tot în această zonă, pe un afluent al văii Șardului, în depozitele argiloase roșcate de peste faciesul grezos-cărbunos al stratelor de Cetate, s-au întîlnit accidente silicioase cu aspect menilitiform (deci menilite) sub forma unui strat de 0,60—0,80 m grosime, care se urmărește din loc în loc pe o lungime de aproximativ 100 m și care au în culcuș și în acoperiș marne nisipoase gălbui.

Astfel de depozite s-au mai întîlnit și pe alte văi, dar numai sub formă de fragmente (de exemplu pe un afluent stîng al Văii Șomtelecului, în amonte de satul Cornești), foarte aproape de limita superioară a faciesului grezos-cărbunos (fig. 1).

Acestea ar reprezenta cel de-al doilea tip de roci silicioase din cadrul depozitelor oligocene.

STRATELE DE ZIMBOR

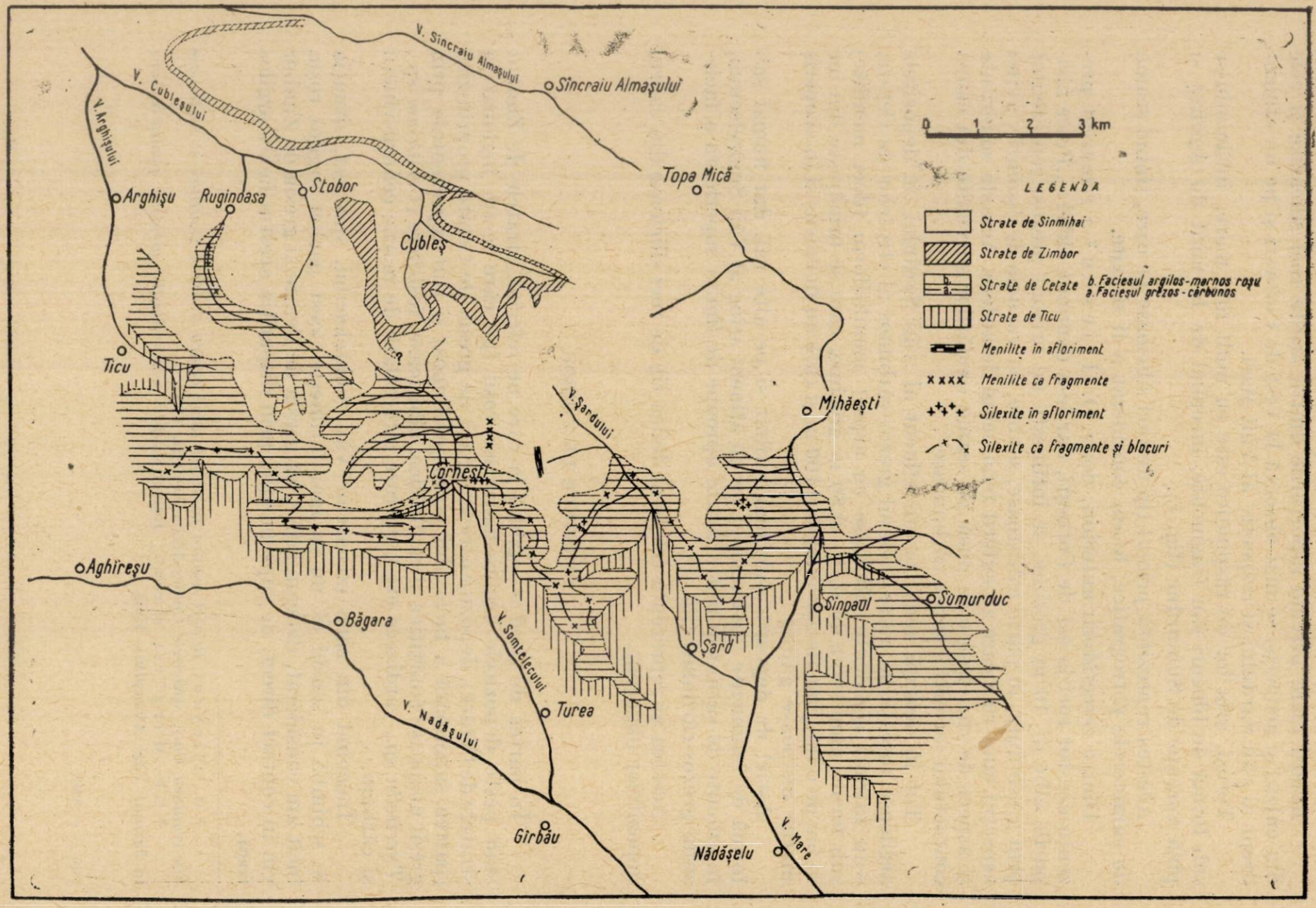
În partea de nord a regiunii la care ne referim, stratele de Zimbor stau peste depozitele argilos-marnoase roșii (pe care le-am înglobat la stratele de Cetate), depozite care le separă de gresia de Cetate propriu-zisă (partea superioară a faciesului grezos-cărbunos) și sînt reprezentate prin gresii nisipoase cuarțitice și caolinitice, albicioase, fosilifere (*Cerithium* sp., *Turritella* sp., cardiacee etc.), cu rare intercalații de marne cenușii-vineții și cărbuni.

Începînd din zona izvoarelor Văii Șomtelecului, spre est, situația se schimbă în sensul că nu se mai întîlnește acest pachet argilos roșu, încît am considerat, deocamdată [3], că gresia de Cetate și gresia de Zimbor vin în contact direct, de superpoziție, prin dispariția acestui facies argilos roșu.

---

[2] O. Iliescu, *Raport asupra prospecțiunilor pentru nisipuri cuarțitice și caolinoase din regiunea Cluj, sectoarele Cubleș-Mera-Cornești*, 1954.

[3] Gh. Mărgărit și colab., *Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru cărbuni în bazinul Văii Almașului*, 1964.


V. Sincraiu Almaşului
Sincraiu Almaşului
V. Cubleşului
V. Arghişului
Arghişu
Rugindasa
Stobor
Cubleş
Topa Mică
Ticu
Mihăeşti
V. Şardului
Cornești
Aghireşu
Băgara
V. Somtelecului
Turea
Şard
Sinpaul
Sumurduc
V. Nadăşului
Girbău
Nădăşelu
V. Mare
0 1 2 3 km
LEGENDA
Strate de Sinmihai
Strate de Zimbor
Strate de Cetate
b. Faciesul argilos-marnos roşu
a. Faciesul grezos-cărbunos
Strate de Ticu
Menilite în afloriment
Menilite ca fragmente
Silexite în afloriment
Silexite ca fragmente şi blocuri

Dacă însă stratele de Zimbor schimbă de facies spre est, trecînd în depozite asemănătoare celor din stratele de Sînmihai, atunci separarea lor devine practic imposibilă; în acest caz, stratelor de Sînmihai ar trebui să li se acorde un sens cu mult mai larg şi ar cuprinde toate depozitele situate între gresia de Cetate, în bază, şi stratele de Coruş, fosilifere, la partea superioară.

STRATELE DE SÎNMIHAI

Reprezintă ultimul termen al oligocenului şi sînt alcătuite din alternanţe neregulate de marne şi argile roşcate, violacei sau verzui, cu gresii nisipoase cenuşii-albicioase, microconglomerate şi subordonat conglomerate mărunte.

DESCRIEREA ROCILOR SILICIOASE

Întrucît scopul acestei lucrări este de a folosi silexitele şi menilitele în paralelizarea diferiţilor termeni ai oligocenului superior, nu vom face un studiu amănunţit asupra acestora, ci numai cîteva observaţii necesare pentru a le atribui unor anumite tipuri de silicolite.

a) SILEXITELE

Macroscopic seamănă foarte bine cu travertinele ca aspect general (urme de plante şi structură poroasă, golurile sau geodele fiind umplute uneori cu cristale de cuarţ bipiramidat), dar sînt mult mai grele, mai dure şi cu spărtură neregulată sau paralelipipedică; de asemenea, au sunet caracteristic asemănător metalului, iar culorile variază de la gălbui-cafeniu pînă la vineţiu sau negru (în special în zona din apropierea contactului cu intercalaţiile cărbunoase).

Silexitele mai păstrează o slabă stratificaţie. Contactul acestora cu rocile din acoperiş, în general marnoase, este tranşant. Nu acelaşi lucru se poate spune însă despre contactul cu intercalaţiile de cărbuni din culcuş, trecerea între acestea făcîndu-se gradat (este o legătură intimă).

Sub microscop prezintă o textură rubanată, ondulată, probabil vechea stratificaţie a rocii, pusă în evidenţă prin fîşiile în care granulele de cuarţ, de dimensiuni foarte mici, alternează cu cele în care granulele au dimensiuni mai mari (fig. 2, c). Local se individualizează granule de minerale opace, pe anumite fîşii fiind asociate cu cuarţ. Uneori granulele de cuarţ sînt conturate de oxizi de fier şi subordonat oxizi de mangan. Vacuolele, vizibile şi cu ochiul liber, sînt umplute parţial sau total cu cristale de cuarţ bipiramidat (fig. 2, b).

După toate aparenţele rocile au fost argiloase, întreaga masă fiind substituită metasomatic prin silice coloidală. Noi le-am considerat sile-

xite, adică silexuri stratiforme cu dezvoltări întinse (9) pentru că nu există în împrejurimi depozite eruptive pe seama cărora să punem o activitate hidrotermală şi deci nu sînt hidrotermalite.

b) MENILITELE

Macroscopic, se caracterizează prin structură masivă, textură rubanată puţin evidentă, culoare frecvent negricioasă, mai rar cenuşie, şi spărtură concoidală sau neregulată. Uneori, se observă o falsă brecifiere, care probabil se datoreşte circulaţiei neuniforme a soluţiilor coloidale cu depunerea diferenţială a silicei.

La microscop, roca se prezintă ca un accident silicios menilitic cu material detritic, formată dintr-o masă fundamentală argilo-silicioasă, în care se găsesc înglobate granule de cuarţ cu dimensiuni psamitice fine pînă la medii, precum şi material aleuritic. Granulele de cuarţ sînt în general colţuroase sau subcolţuroase. Apar şi fragmente rotunjite de silicolite preexistente, în masa cărora se mai distinge participarea unor vechi fragmente de roci silicioase, dar a căror limită a fost ştearsă de diageneză. În masa acestor fragmente de roci remaniate se remarcă ochiuri de cuarţină şi calcedonită. În masa fundamentală se mai observă un pigment bituminos, care o impregnează total. În alte secţiuni subţiri, materialul detritic este foarte puţin sau inexistent.

Ţinem să precizăm, că în nici una din secţiunile efectuate, atît în silexite, cît şi în menilite, nu s-au observat resturi ale unor organisme silicioase, fapt care conduce la ideea originii lor chimice. Nu este însă exclus ca să fi existat astfel de organisme, dar ele să fi fost supuse, ulterior, unor procese de diageneză, încît în stadiul actual să nu se mai recunoască.

Cum însă nu avem nici o dovadă în acest sens, pare mai verosimilă originea chimică a acestor roci, conform căreia atît silexitele, cît şi menilitele ar fi rezultatul depunerii silicei din soluţii coloidale, în condiţiile unui mediu alcalin (pH mai mare de 8).

IMPORTANŢA STRATIGRAFICĂ

Deşi silexitele şi menilitele nu ocupă o suprafaţă prea mare, totuşi, prin poziţia stratigrafică pe care o au în cadrul depozitelor oligocene, ne permit să tragem unele concluzii de ordin stratigrafic, pe baza cărora vom încerca să facem o paralelizare a diferiţilor termeni ai oligocenului superior, acolo unde aceştia schimbă de facies.

Astfel, la nord de cumpăna despărţitoare a apelor Almaşului şi Nadăşului, peste stratele de Ticu, urmează faciesul grezos-cărbunos al stratelor de Cetate, alcătuit din orizontul cu cărbuni de la Ticu-Tămaşa şi orizontul gresiei de Cetăţuia, care conţine la partea superioară intercalaţiile de silexite de pe valea Ruginoasa, apoi faciesul argilos-marnos roşu al stratelor de Cetate; în continuitate de sedimentare urmează stratele de Zimbor, alcătuite din gresii nisipoase cuarţitice-caolinitice cu intercalaţii de marne şi cărbuni, şi stratele de Sînmihai cu care se încheie oligocen -ac-

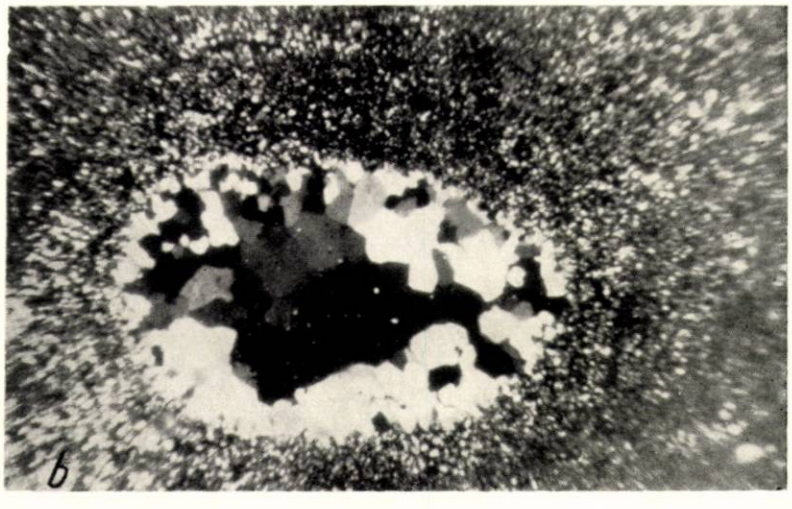


Fig. 2. — a, silexitele de la est de Cornești ; b, geodă parțial umplută cu cristale de cuarț. N +, 10 × ;

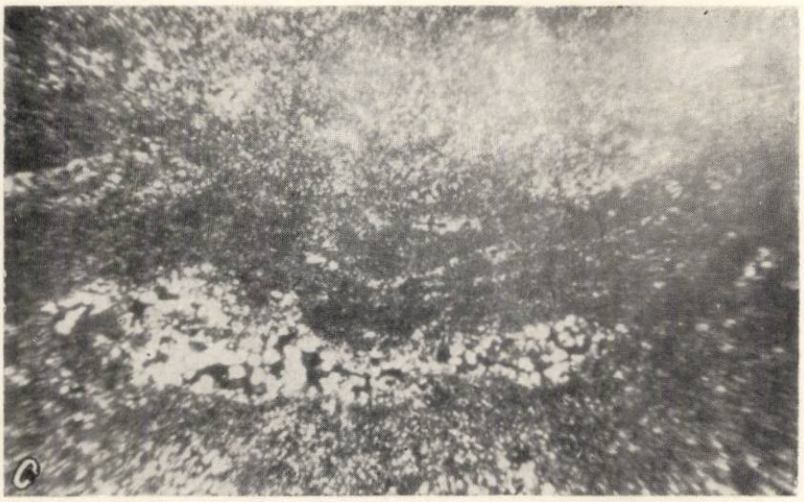
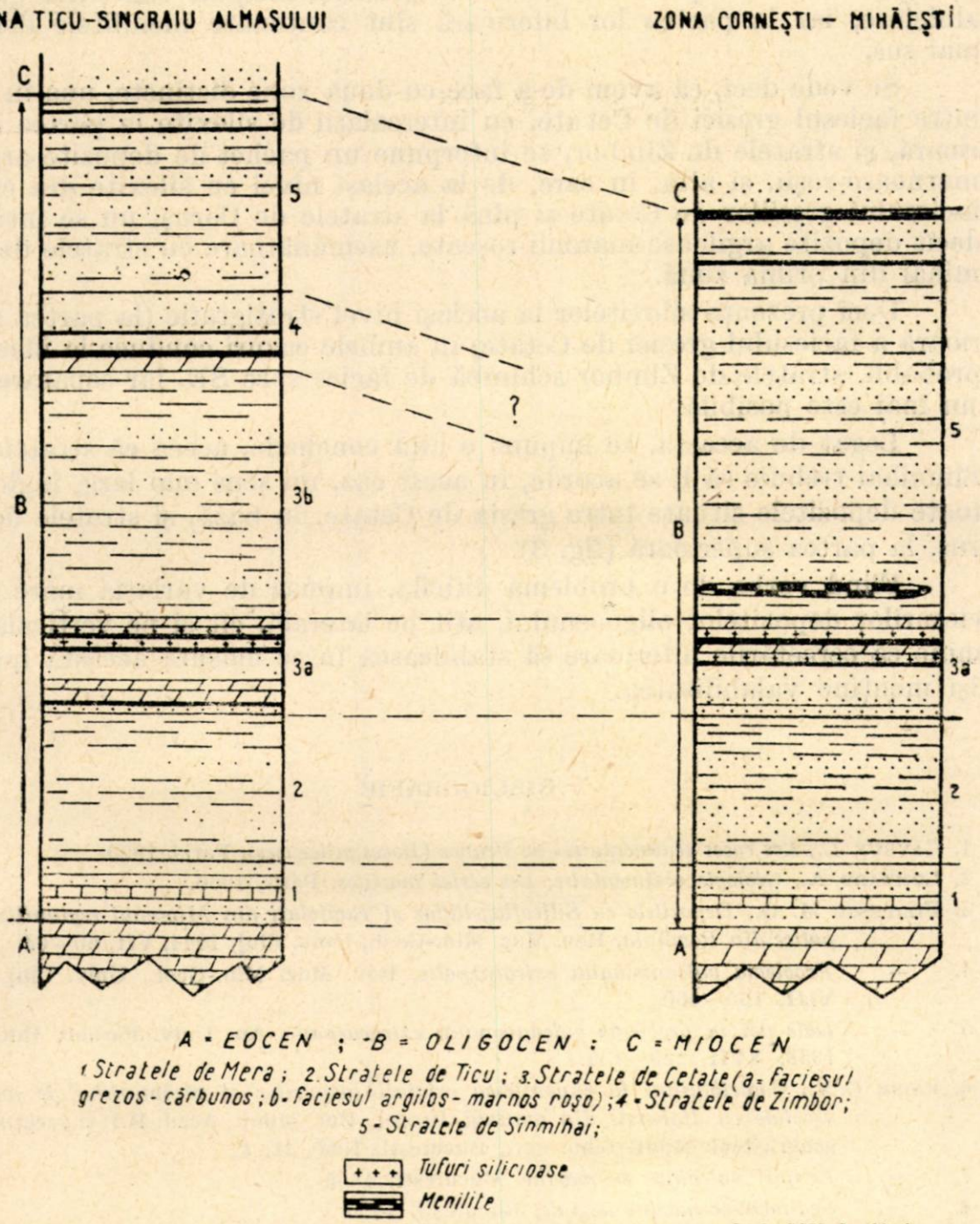


Fig. 2. — c, structură rubanată slab evidenţiată. N +, 5 ×; d, cristale angulare de cuarţ prinse în masa microcristalină a rocii. N +, 5 ×; e, cristale angulare de cuarţ şi cuarţină N +, 5 ×.

vitanianul, reprezentate prin argile maronii-roşcate cu intercalaţii de gresii, nisipuri, microconglomerate şi conglomerate mărunte, peste care stau stratele de Coruş, cu care începe miocenul.



A = EOCEN ; B = OLIGOCEN : C = MIOCEN
1 Stratele de Mera ; 2 Stratele de Ticu ; 3 Stratele de Cetate (a - faciesul grezos - cărbunos ; b - faciesul argilos - marnos roşu) ; 4 - Stratele de Zimbor ; 5 - Stratele de Sînmihai ;

Tufuri silicioase
Menilite

Fig. 3. — Coloane stratigrafice sintetice în depozitele oligocene de la NV de Cluj.

La sud de această zonă asistăm la o schimbare de facies în sensul că se observă o altă succesiune stratigrafică şi anume : peste stratele de Ticu se dispun gresii calcaroase cenuşii-vineţii, foarte dure, lumaşelice,

apoi gresii cuarţitice gălbui-ruginii, care trec la gresii cuarţitice-caolinitice, albicioase, cu intercalaţii de silexite la partea superioară. De la aceste depozite şi pînă la stratele de Coruş se întîlnesc numai alternanţe de marne şi argile maronii-roşcate cu lentile de gresii şi nisipuri cuarţitice gălbui-albiciose, iar la partea lor inferioară sînt cantonate menilitele descrise mai sus.

Se vede deci, că avem de-a face cu două zone distincte, una în care, între faciesul gresiei de Cetate, cu intercalaţii de silexite la partea superioară, şi stratele de Zimbor, se interpune un pachet de depozite argilos-marnoase-roşii, şi alta, în care, de la acelaşi nivel cu silexite din cadrul faciesului gresiilor de Cetate şi pînă la stratele de Coruş, nu se întîlnesc decît depozite argiloase maronii-roşcate, asemănătoare cu stratele de Sînmihai din prima zonă.

Deci prezenţa silexitelor la acelaşi nivel stratigrafic (la partea superioară a faciesului gresiei de Cetate) în ambele cazuri conduce la ideea că, probabil, stratele de Zimbor schimbă de facies spre SE, iar separarea lor nu mai este posibilă.

Legat de aceasta, se impune o altă concluzie, aceea că stratelor de Sînmihai trebuie să li se acorde, în acest caz, un sens mai larg, înglobînd toate depozitele situate între gresia de Cetate, în bază, şi stratele de Coruş, la partea superioară (fig. 3).

Fiind vorba de o problemă dificilă, impusă de variaţia mare a faciesurilor depozitelor oligocenului, atît pe laterală, cît şi pe verticală, rămîne ca cercetările ulterioare să stabilească în ce măsură această ipoteză îşi menţine valabilitatea.

BIBLIOGRAFIE

1. Cayeux L., *Les roces sédimentaires de France* (*Roces siliceuses*), Paris, 1929.
2. Lombard A., *Géologie sédimentaire, Les séries marines*, Paris, 1956.
3. Filipescu M. G., *Depozitele cu Silicoflagellidae şi Radiolari din Miocenul regiunii subcarpatice din România*, Rev. Muz. Min.-Geol., Univ. Cluj, 1944, **VII**, 50–64.
4. — *Problema vulcanismului extracarpatic*, Rev. Muz. Min.-Geol., Univ. Cluj, 1944, **VIII**, 150–160.
5. — *Date noi în problema vulcanismului extracarpatic*, An. Univ. Parhon, Bucureşti, 1958, **XVII**, 129–136.
6. Papiu C. V., *Contribuţiuni la cunoaşterea originii jaspurilor şi zăcămintelor de mangan, asociate cu diabazele din masivul Drocea*, Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., secţia geol. geogr., biol. ştiinţ. tehn. agr., Bucureşti, 1950, **II**, *2*.
7. — *Erupţii vulcanice submarine*, Bucureşti, 1956.
8. — *Sedimentele marine actuale*, Bucureşti, 1956.
9. — *Petrografia rocilor sedimentare*, Bucureşti, 1960.
10. Papiu C. V. şi Băncilă I., *Jaspurile triasice de la Pojorîta*, Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., secţia biol.-agron. geol-geogr., Bucureşti, 1953, **V**, *4*.
11. Paucă M., *Cercetări asupra faunei din şisturile menilitice*, An. Rom. Sov., Geol. Geogr., Bucureşti, 1957, **3**, *32*.

12. RĂILEANU GR. şi SAULEA E., *Contribuţii la orizontarea şi cunoaşterea variaţiilor de facies ale paleogenului din regiunea Cluj şi Jibou — NVestul Bazinului Transilvaniei*, Rev. Univ. Parhon şi a Politehn., Bucureşti, 1955, 8.

13. — *Paleogenul din regiunea Cluj şi Jibou (NVestul B. Transilvaniei)*, An. Com. Geol., Bucureşti, 1956, **XXIX**.

14. SAVUL M., *Cercetări asupra dezvoltării jaspurilor în sinclinalul marginal din Bucovina*, D. s. Com. Geol., Bucureşti, 1956, **XXXIX**.

Întreprinderea de prospecţiuni
a Comitetului de Stat al Geologiei

Primit în redacţie la data de 18 mai 1965

DATE SEDIMENTOLOGICE PRIVIND FLIȘUL CRETACIC INTERN DIN VĂILE MOLDOVEI, TROTUȘULUI ȘI TELIULUI

DE

M. DUMITRIU și CRISTINA DUMITRIU

55(05)

Nota de față pune în evidență, pe baza măsurătorilor de orientare a mecanoglifelor executate în flișul cretacic intern din văile Moldovei, Trotușului, Oltului și Teliului, existența în timpul cretacicului inferior a două fose în cadrul geosinclinalului Carpaților Orientali : una internă, în care se depuneau sedimentele faciesului cenușiu, și alta externă, în care se formau șisturile negre, separate printr-o cordilieră.

Sensul predominant NE-SV, măsurat în șisturile negre din valea Moldovei, dovedește că, pe lîngă cordiliera amintită, mai furniza sedimente fosei cretacicului inferior negru și o arie externă, aparținînd vorlandului.

Nota de față se înscrie pe linia preocupărilor de completare a hărții de paleocurenți a Carpaților Orientali după măsurători de mecanoglife și stratificație de curent. Cercetările sedimentologice executate de noi în ultimul timp s-au extins asupra flișului cretacic intern din văile Moldovei, Trotușului, Oltului (Micfalău) și Teliului. Pentru întocmirea hărților cu direcțiile de transport ale sedimentelor au fost executate aproximativ 300 de măsurători de mecanoglife.

Dintre contribuțiile recente la stratigrafia și tectonica regiunilor studiate citățm pe cele aparținînd geologilor: I. Băncilă (1), I. Băncilă, V. Agheorghesei (2), Gh. Iliescu, M. Iliescu, D. Georgescu, L. Georgescu[1] (pentru regiunea Cîmpulung-Moldovenesc) și I. Băncilă (1), M. G. Filipescu și colab. (7), M. G. Filipescu și colab. (5), M. G. Filipescu, Gr. Alexandrescu (4) și S. Georgescu[1] pentru diversele perimetre cu-

[1] *Rapoarte geologice*, Arhiva Întreprinderii de prospecțiuni și laboratoare, București.

prinse între văile Trotuşului, Oltului şi Teliului. Denumirile unităţilor tectonice au fost date după I. Băncilă (1).

DIRECŢII DE TRANSPORT ALE SEDIMENTELOR

1. *Cretacicul unităţilor central-carpatică şi vest-internă.* În barremian-apţianul unităţii central-carpatice din zona P. Cailor (Fundu Moldovei), reprezentat prin depozite asemănătoare ca facies cu şisturile negre (şisturi

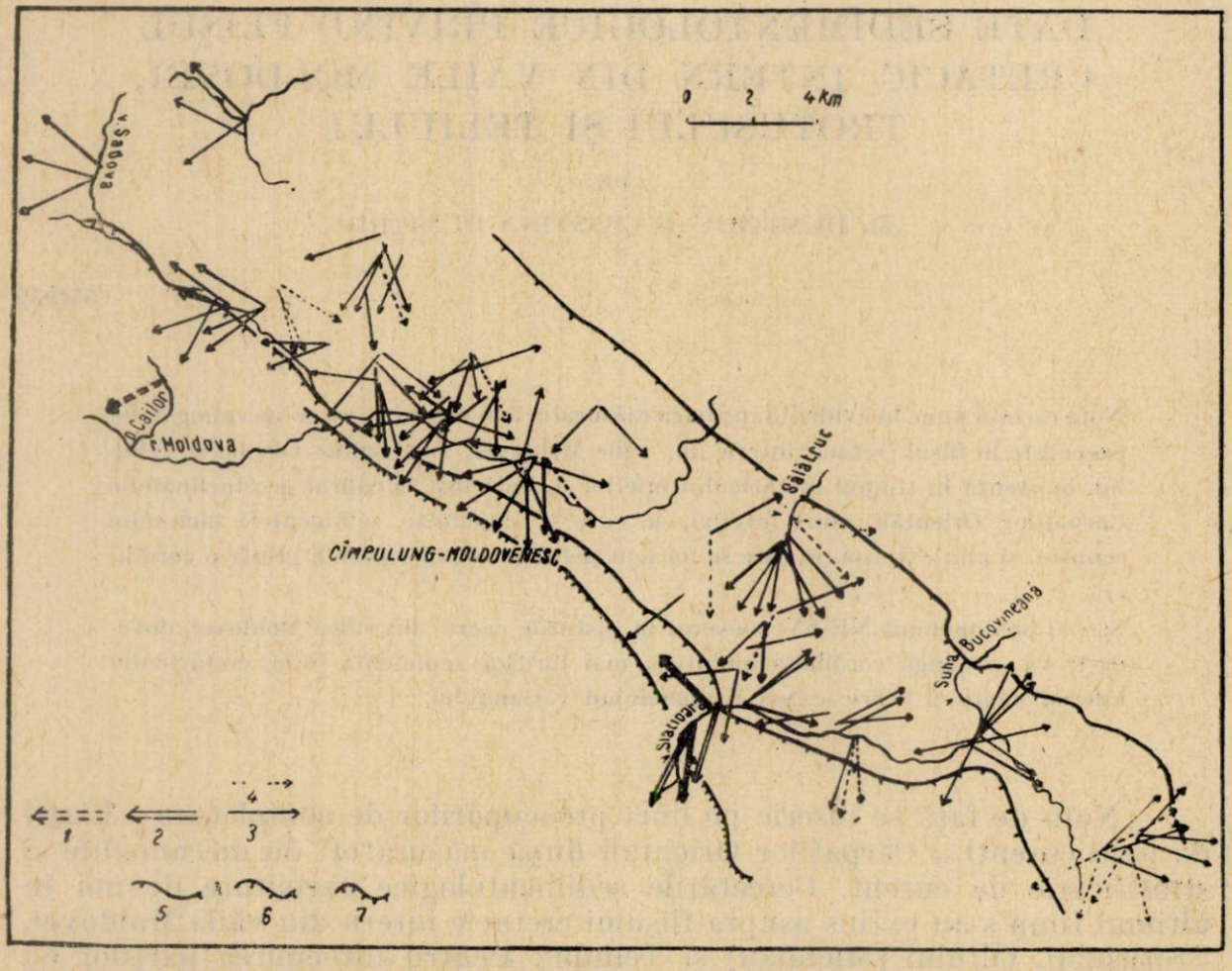


Fig. 1. — Direcţii de transport ale sedimentelor în flişul cretacic intern din zona Cîmpulung-Moldovenesc.

1, barremian-apţianul unităţii central-carpatice; 2, barremian-apţianul unităţii vest-interne; 3–4, cretacicul inferior al unităţii de Audia (3, orizontul sferosideritic-şistos; 4, orizontul gresiilor glauconitice); 5, linia Audia; 6, linia est–internă; 7, linia centrală.

argiloase negre, gresii marnoase, gresii cuarţitice dure), cîteva măsurători de orientare a mecanoglifelor indică direcţii oblice de transport (NE—SV) (fig. 1).

Barremian-apţianul unităţii vest-interne (stratele de Slătioara (1), la alcătuirea căruia iau parte gresii calcaroase cenuşii, marne argiloase cenuşii, gresii micacee (0,5 m grosime), calcare vinete cu grosimi decimetrice,

este caracterizat în valea Slătioara prin direcții de aport de la est și de la nord, dovadă a existenței unei ridicări emerse, situată în estul zonei de dezvoltare a acestui facies.

În bazinul văii Trotușului (pîrîul Aldămaș) am remarcat existența unor paleocurenți sublongitudinali (ENE—VSV) față de structura tec-

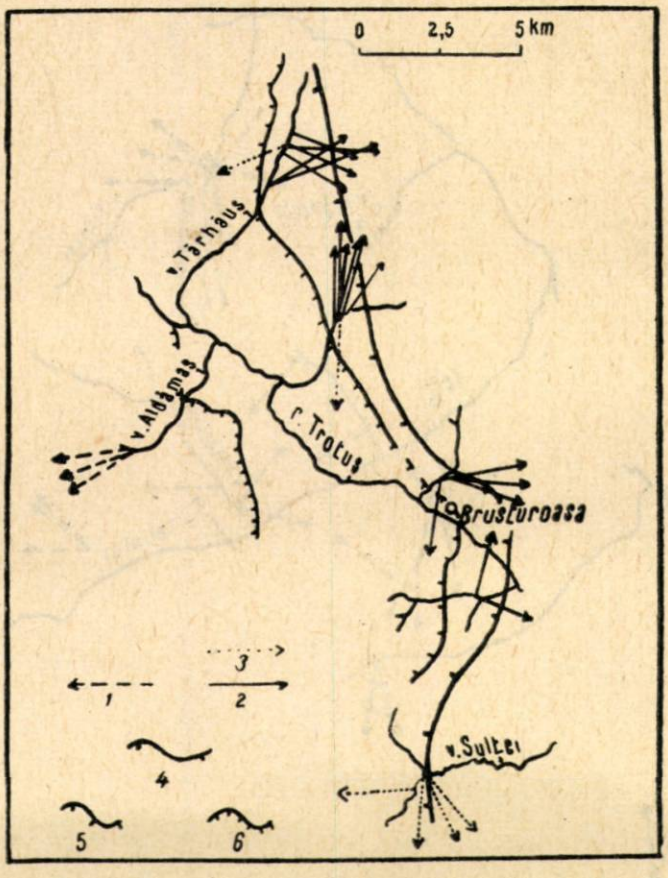


Fig. 2. — Direcții de transport ale sedimentelor în flișul cretacic intern din bazinul văii Trotușului.

1, unitatea vest-internă; 2—3, cretacicul inferior al unității de Audia (șisturi negre) (2, orizontul sferosideritic-șistos; 3, orizontul gresiilor glauconitice); 4, linia Audia; 5, linia est-internă; 6, linia vest-internă.

tonică în barremian-apțianul unității vest-interne (fig. 2), reprezentat prin gresii micacee subțiri, curbicorticale și marne micacee.

La Micfalău, în pîrîul Cherecheș și pîrîul Gabor, barremian-apțianul inferior (5) (gresii calcaroase micacee, cu grosimi centimetrice, argile, marne, marno-calcare) al aceleiași unități este caracterizat prin direcții de transport ale sedimentelor repartizate la următoarele maxime: SSV—NNE, SSE—NNV (longitudinal și oblic) și E—V (transversal).

În zona văii Teliului (fig. 3) măsurătorile de orientare a mecanogliferelor executate în apțianul din unitatea vest-internă indică existența a două sensuri predominante de transport: sedimentele par a fi fost dirijate atît către sudul, cît și către nordul și nord-estul regiunii.

2) *Cretacicul unităţii medio-interne* (*şisturi negre*). Pentru completarea hărţii de paleocurenţi a şisturilor negre, de vîrstă barremian-albiană după I. B ă n c i l ă (1), am efectuat măsurători de mecanoglife şi stratificaţie de curent în complexele sferosideritic-şistos şi al gresiilor glauconitice din bazinele văilor Moldovei, Suha bucovineană şi Trotuşului.

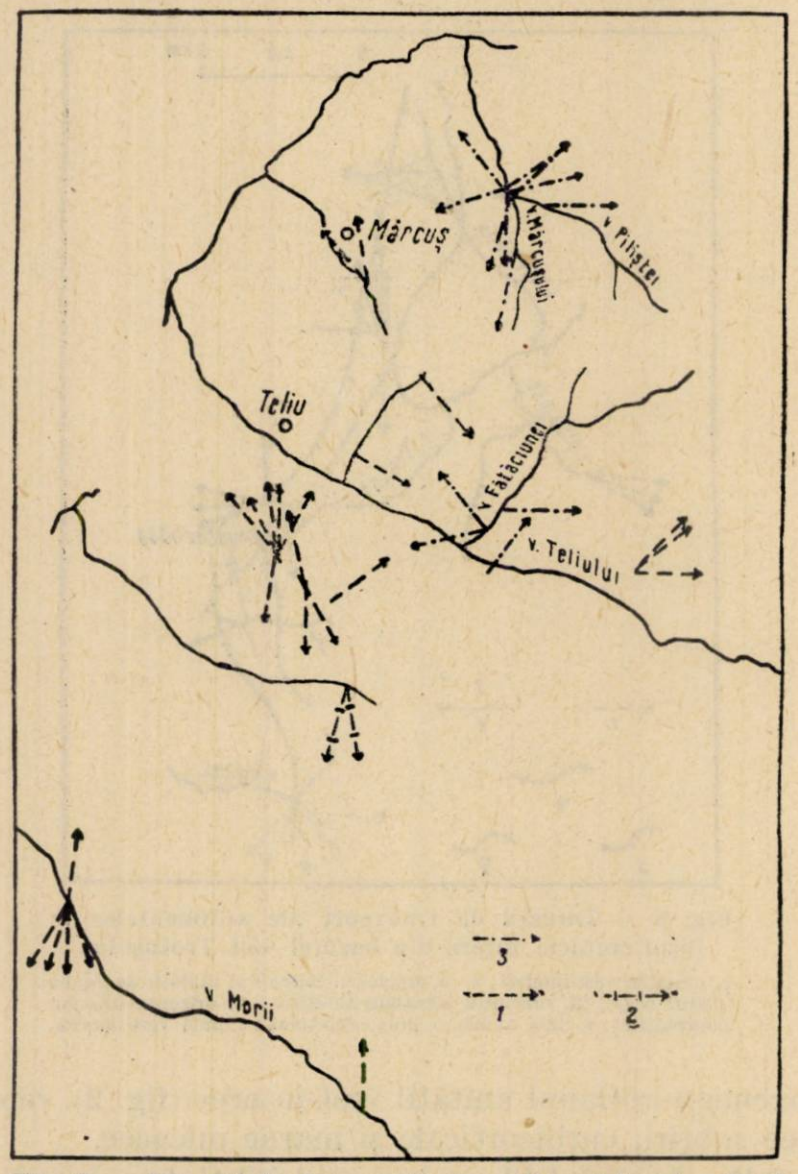


Fig. 3. — Direcţii de transport ale sedimentelor în flişul cretacic-intern din zona Teliu.

1, apţian marno-grezos; 2, Gresie de Teliu; 3, albian.

a) Orizontul sferosideritic-şistos (şisturi argiloase negre, gresii silicioase sau calcaroase, marno-calcare negre, lidiene) este caracterizat prin aporturi bilaterale de sedimente (fig. 1). De la sensul predominant NE—SV, măsurat în zona Cîmpulung-Moldovenesc, dovadă a depunerii sedimentelor în apropierea ţărmului extern, se trece pe direcţie, în zona Slătioara—

Negrileasa, la sensul predominant SV—NE, care indică apropierea de țărmul vestic.

În bazinul văii Trotușului, depunerea sedimentelor în zone apropiate țărmului vestic este dovedită de direcțiile de transport SSV—NNE, SV—NE și V—E (fig. 2).

b) Orizontul gresiilor glauconitice este alcătuit din gresii silicioase cu glauconit, cu grosimi pînă la 1 m, și argile cu grosimi centimetrice.

Din sensurile de transport ale sedimentelor măsurate în regiunea Cîmpulung-Moldovenesc—Negrileasa (NE—SV, NNV—SSE, subordonat VSV—ENE) și în bazinul văii Trotușului (N—S, NNV—SSE și E—V) se deduce rolul din ce în ce mai mare pe care l-a jucat țărmul extern în sedimentarea șisturilor negre, precum și migrarea zonei de ape undeva în partea de sud a fosei.

★

În timpul cretacicului inferior a funcționat în geosinclinalul Carpaților Orientali o cordilieră care separa două fose : una internă, în care se depuneau sedimentele faciesului cenușiu al cretacicului inferior, de alta externă, în care se formau șisturile negre.

Linia de îndințare a sensurilor opuse măsurate în șisturile negre (complexul sferosideritic-șistos), care corespunde cu axa fosei externe, are o poziție oblică în raport cu structura generală a arcului Carpaților Orientali : este apropiată de zona cristalino-mezozoică, în nord, și se depărtează de aceasta în zona de curbură. Este remarcabil paralelismul dintre această linie și axa minimului gravimetric precarpatic, trasat pe „Harta structurii geologice profunde a Republicii Populare Române" (6).

BIBLIOGRAFIE

1. Băncilă I., *Geologia Carpaților Orientali*, Edit. Științ., București, 1958.
2. Băncilă I. și Agheorghesei V., *Observații noi asupra flișului dintre Valea Suha Mare-Valea Moldovei (regiunea Suceava)*, An. Inst. geol., București, 1964, **XXXIII**.,
3. Dumitriu M. și Dumitriu C., *Observații sedimentologice privind zona flișului cretacic-paleogen dintre văile Covasna și Buzău*, St. și cerc. de geol., geof., geogr., seria geologie, 1965, **10**, *1*.
4. Filipescu M. C. și Alexandrescu Gr., *Repartiția gresiilor grosiere și a arcozelor cu feldspat roșu în cretacicul Carpaților Orientali*, St. și cerc. de geol., 1962, **7**, *2*.
5. Filipescu M. G. et col., *Sur le Crétacé de la zone du Flysch interne entre les rivières Teleajen et Trotuș et implications sur la structure des Carpates Orientales*, Association Géologique Carpato-Balkanique, V-ème Congrès, 4—19 septembre 1961, București, 1963.
6. Gavăt I., Airinei St., Botezatu R., Socolescu M., Stoenescu S. și Vencov I., *Harta structurii geologice profunde a Republicii Populare Române*.
7. * * * *Ghidul excursiilor B. — Carpații Orientali, Privire generală asupra flișului cretacic de la curbura Carpaților*, București, 1961.

Întreprinderea de prospecțiuni
și Laboratoare a Comitetului de Stat al Geologiei

Primit în redacție la data de 2 febr. 1966

NOTĂ ASUPRA PREZENȚEI GENULUI *LIVISTONA* TAKHT ÎN MIOCENUL SUBCARPAȚILOR DE PE VALEA NĂRUJA

DE

LIVIU TURCULEȚ și DESIDERIU SOLOMON

55(05)

Nota de față semnalează pentru prima dată prezența pe teritoriul României a genului *Livistona* Takht.

Cercetările geologice de detaliu din ultimii ani, efectuate în miocenul Subcarpaților românești, au scos la iveală o serie de urme de plante și viețuitoare care vin să îmbogățească inventarul florei și faunei fosile terțiare, cunoscut pînă în prezent.

Acestui inventar i se adaugă, prin nota de față, o nouă plantă fosilă încă nesemnalată pe teritoriul țării noastre, și anume *Livistona sabalites* Takht. Analizînd flora terțiară de pe teritoriul României din cele peste 40 de locuri fosilifere cunoscute pînă în prezent, numele acestei plante nu este figurat. Din aceste motive am considerat necesar să semnalăm prezența ei în miocenul subcarpatic, mai ales că a fost găsită în depozitele helveține unde urmele de plante fosile sînt puțin cunoscute, iar numărul de genuri destul de redus.

Punctul fosilifer în care a fost identificat genul *Livistona* este situat pe Pîrîul Pietrii, afluent stîng al văii Năruja, la circa 130 m amonte de confluență, în dreptul cătunului Găinari (circa 7 km vest de satul Năruja) (fig. 1), la care se poate ajunge pe drumul ce leagă localitățile Focșani—Vidra—Năruja—Herăstrău.

Din punct de vedere geologic, punctul fosilifer astfel localizat, se plasează în depozitele helveține din unitatea pericarpatică, în care se pot identifica, din punct de vedere litologic, două orizonturi: un orizont roșu inferior și un orizont cenușiu superior, care se dispun în mod neregulat, datorită caracterului tectonic.

St. și cerc. de geol., geof. și geogr., Seria geologie, t. 11, nr. 1, p. 239–243, București, 1966

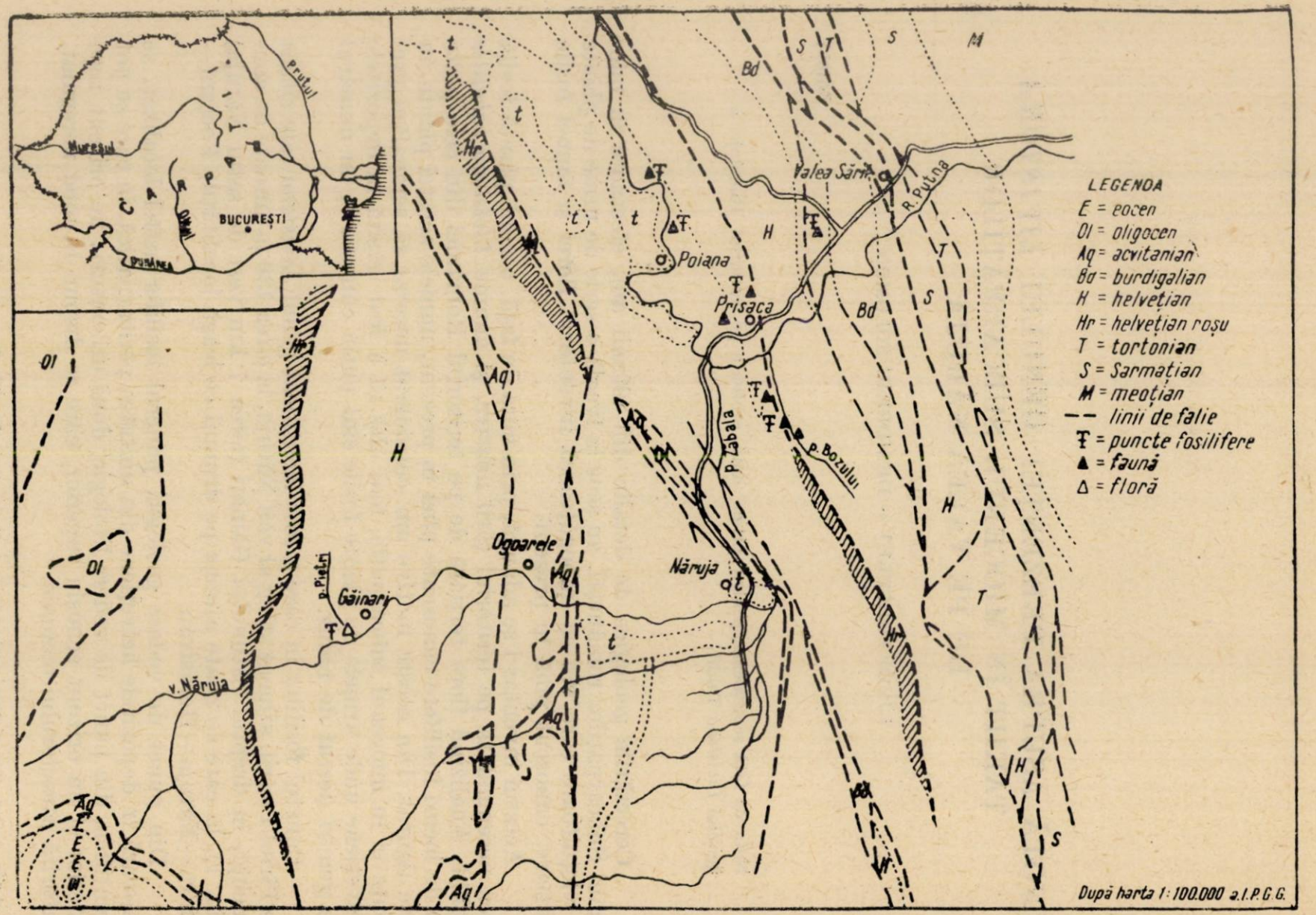


Fig. 1. — Schița geologică cu amplasarea punctelor fosilifere de faună și floră din regiunea Găinari—Valea Sării și poziția ei pe harta României.

Pîrîul Pietrii, cu punctul fosilifer menționat, străbate spre confluență numai orizontul cenușiu al helvețianului, alcătuit dintr-o alternanță neregulată de marne, gresii calcaroase curbicorticale și șisturi calcaroase.

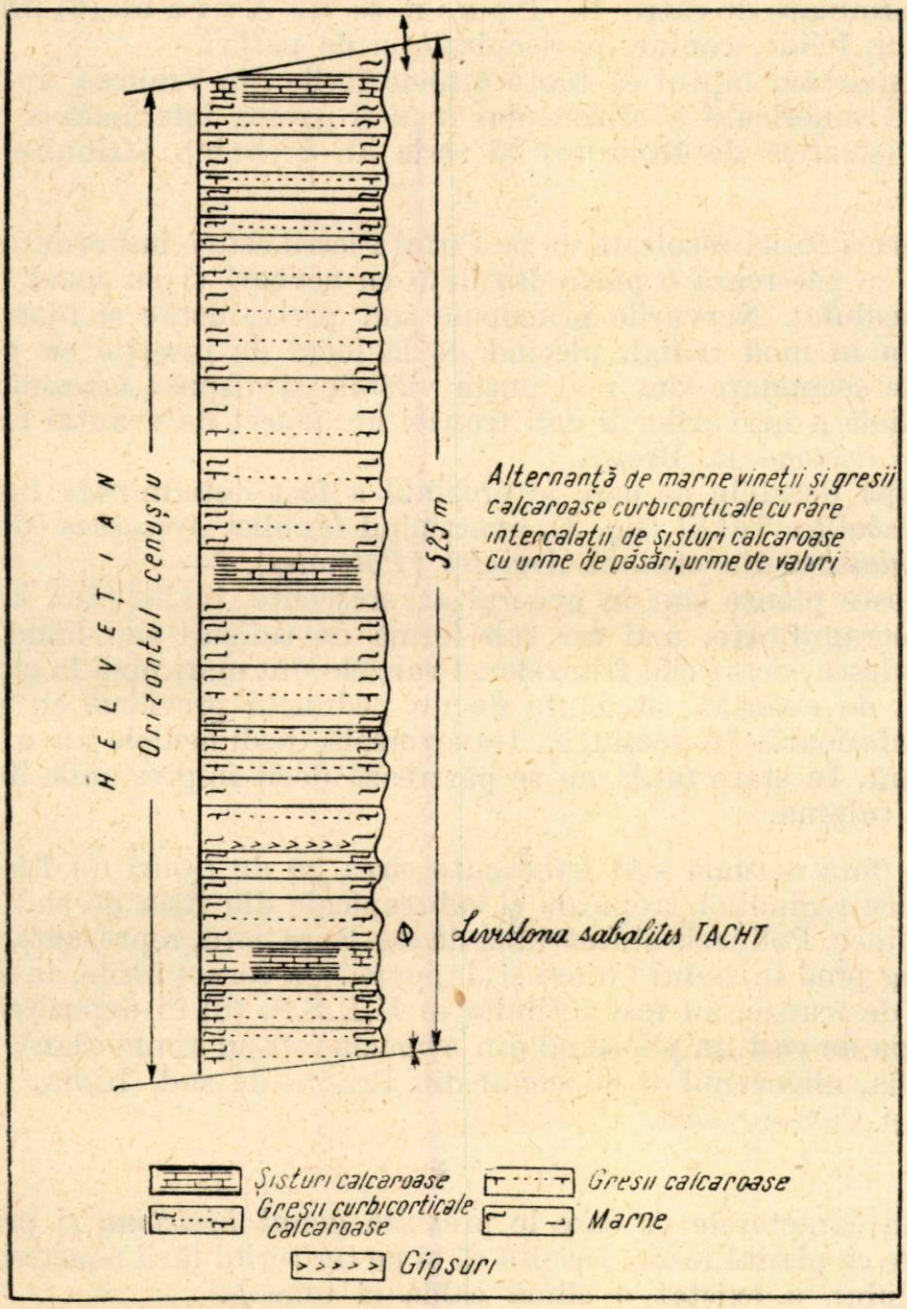


Fig. 2. — Coloană stratigrafică sintetică a orizontului cenușiu din depozitele helvețiene de pe valea Pietrii.

În gresiile calcaroase curbicorticale au fost întîlnite resturi de plante rău conservate și o impresiune de frunză mai completă, care a putut fi determinată pe baza detaliilor care le prezintă. În coloana litologică (fig. 2) se localizează poziția acestor gresii fosilifere cu plante și se dă imaginea generală a componenței orizontului cenușiu de pe Pîrîul Pietrii.

Nu departe de punctul fosilifer menționat de noi, pe Pîrîul Bozului (afluentul drept al văii Putna) și la nord de localitatea Prisaca, tot în depozite helvețiene, se cunosc numeroase puncte ichnofosilifere, în care au fost determinate de către N. Panin și E. Avram (6) urme de proboscidieni, felide, canide, paricopitate și de păsări.

Remarcăm faptul că toate urmele fosile din Vrancea au fost găsite în partea superioară a orizontului roșu și partea inferioară a orizontului cenușiu (stratele de Dobrotov și seria de Stebnic), atribuite vinodobonianului.

Forma fosilă recoltată de pe Pîrîul Pietrii este o impresiune de frunză din care se păstrează o parte din limb cu nervuri și cu locul de inserție a pedunculului. Nervurile principale sînt proeminente și bine vizibile și se dispun în mod radial, plecînd de la locul de inserție cu pedunculul. Nervurile secundare sînt mai puțin vizibile și dispuse neuniform. Dispoziția radială a nervurilor îi dau frunzei un aspect de evantai caracteristic genului *Livistona* R. Brown.

După detaliile pe care le prezintă a fost determinată însă [1] ca *Livistona sabalites* Takht (fig. 3), aparținînd familiei *Arecaceae* (Ch. Schultz, 1832, *Palmeae*) din ordinul *Arecales* (*Palmales*).

Aceste plante sînt în general arborescente, înalte pînă la 25 m, cu tulpini neramificate, mai rar sub formă de tufișuri sau liane. Tulpinile poartă adesea cicatricile frunzelor. Frunzele sînt mari pînă la cîțiva metri, în formă de evantai, susținute de un peduncul prevăzut cu spini către partea inferioară. În secțiunea transversală, pedunculele au o formă triunghiulară. În stare fosilă nu se păstrează decît impresiunile de frunze și mai rar tulpina.

În flora actuală sînt cunoscute circa 20 de tipuri de *Livistona*, caracteristice regiunilor tropicale și subtropicale din Asia de sud și sud-est, Noua Guinee, Polinezia și Australia de est. Spre nord, reprezentanții acestui gen ajung pînă în sudul Chinei și Japoniei. Ca forme fosile, în special impresiuni de frunze, au fost întîlnite în U.R.S.S. (8) în depozitele neogene din Gruzia de vest, în pliocenul din Abhazia (etajul kimmerian), în eocenul din Anglia, oligocenul și miocenul din Franța de sud, Italia, Iugoslavia, Austria și Cehoslovacia.

★

Prin caracterele pe care le prezintă genul *Livistona* și prin aria de răspîndire ca plantă fosilă, rezultă că și pe teritoriul țării noastre, în timpul helvețianului, a existat o climă caldă și umedă.

Clima tropicală destul de accentuată din timpul paleogenului, care domina și țara noastră — fapt demonstrat prin abundența plantelor fosile cunoscute din oligocen și acvitanian —, se schimbă treptat în neogen într-o climă temperată. Se remarcă astfel o reducere bruscă a plantelor în miocen și apariția de genuri noi în pliocen.

[1] Determinarea a fost făcută de către prof. dr. Barbu I. de la Universitatea din București, căruia îi aducem sincere mulțumiri.

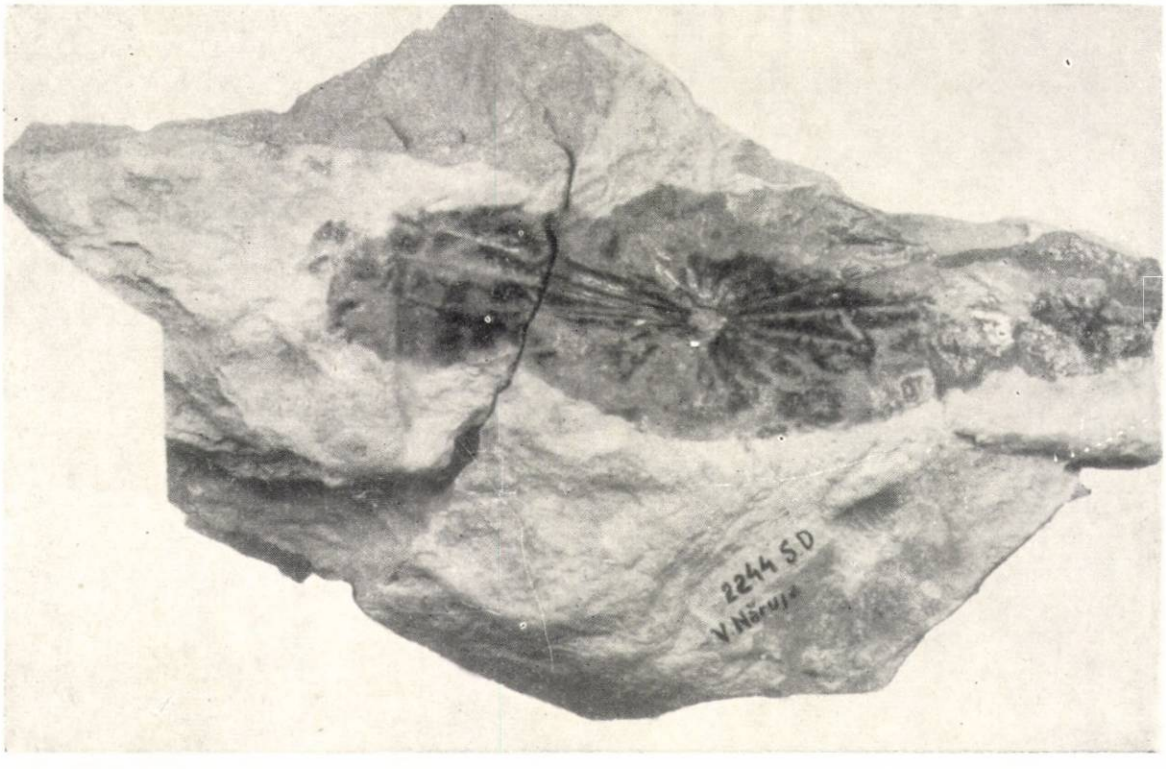


Fig. 3. — *Livistona sabalites* Takht, impresiune de frunză pe gresia curbicorticală. Se poate distinge locul de inserție a pedunculului și nervurile principale cu dispoziția radială (mărime naturală).

Sărăcia în plante fosile, în special a depozitelor helveţiene, pe de o parte, şi prezenţa unor forme relicve tropicale, pe de altă parte, demonstrează această fază de tranziţie a climei.

Prezenţa proboscidienilor, felidelor şi paricopitatelor semnalate de N. Panin şi E. Avram în helveţianul din zona Năruja trebuie legată de vegetaţia existentă, inclusiv de genul *Livistona*.

Atît fauna, cît şi flora fosilă întîlnită vin să întărească concluziile deja cunoscute asupra condiţiilor paleoclimatice din timpul helveţianului.

BIBLIOGRAFIE

1. Barbu L. I., *Flora fosilă din terţiarul Olteniei*, An. Com. Geol., Bucureşti, 1954, **XXVII**.
2. Dimian M. şi Dimian El., *Cercetări sedimentologice între valea Zăbalei şi valea Buzăului*, Dări de seamă ale Com. Geol., Bucureşti, 1964, **XLIX**.
3. Grozescu H., *Geologia regiunii subcarpatice din partea de nord a districtului Bacău*, An. Inst. geol., Bucureşti, 1914, **VIII**.
4. Givulescu R., *Date noi pentru flora terţiară a R.P.R.*, Com. Acad. R.P.R., 1956, **VI**, *10*.
5. Paucă M., *Empreintes de pas de Palmipèdes dans l'Hélvètian carpatique du département de Putna*, Bul. Soc. Rom. Geol., Bucureşti, 1942, **V**.
6. Panin N. şi Avram E., *Noi urme de vertebrate în miocenul subcarpaţilor româneşti*, St. şi cerc. de geol., 1962, **VII**, *3—4*.
7. Solomon D. şi Damian A., *Raport final asupra cercetărilor geologice în regiunea Lăcăuţ-Vrîncioaia*, Arh. I. P. G. G., 1963, Rap. nr. 582.
8. — *Osnovi paleontologhii (golosemennie i pokritosemennie*, Moscova, 1963, str. 628 tab. XXXVIII, ris. 3, tab. XXXIX ris. 1.

Întreprinderea de prospecţiuni geologice şi geofizice a Ministerului Petrolului

Primit în redacţie la data de 30 iunie 1965

CERCETĂRI STRATIGRAFICE ÎN BAZINUL VĂII SĂLĂUȚA

DE

GHEORGHE BULGARU

55(05)

Fauna fosilă, descoperită pe valea Iscradiei, stabileşte vîrsta oligocenă pentru depozitele care o conţin şi cele superioare lor, încît cea mai mare parte din flişul din supraridicarea Preluca—Rodna se consideră a fi echivalentul oligocenului epicontinental din Bazinul Transilvaniei.

Cunoştinţele relativ puţine cu privire la geologia Maramureşului şi a nordului Transilvaniei, au făcut ca în ultimul timp, cercetările în aceste regiuni să se intensifice şi o dată cu rezultatele de ordin practic, s-au obţinut şi date importante cu privire mai ales la stratigrafia depozitelor terţiare.

În cele ce urmează se va prezenta o asociaţie de faună fosilă, care aduce precizări preţioase cu privire la vîrsta unor depozite, ce pînă în ultimul timp era discutabilă.

Zona care a furnizat datele ce vor fi expuse cuprinde bazinul mijlociu al văii Fiad, afluent pe dreapta al Sălăuţei. Din punct de vedere structural, regiunea face parte din ceea ce I. Dumitrescu (1) a numit supraridicarea Preluca—Rodna, aparţinînd segmentului nordic al Carpaţilor Orientali.

Depozitele care intră în alcătuirea zonei cercetate se repartizează senonianului, eocenului şi oligocenului. Acestea din urmă au cea mai largă răspîndire, însă vîrsta lor a fost foarte mult discutată, fiind atribuite cînd eocenului, cînd oligocenului. Asociaţia faunistică descoperită şi care va fi prezentată în cele ce urmează, stabileşte vîrsta oligocenă a depozitelor ce o conţine.

Senonianul este dezvoltat în faciesul marnelor roşii în care s-a găsit o microfaună cu *Rosalina linnei* (Th. Kräutner (3), respectiv cu

St. şi cerc. de geol., geof. şi geogr., Seria geologie, t. 11, nr. 1, p. 245–249, Bucureşti, 1966

Globotruncana linneana (V. Mutihac (4)), la care se adaugă resturi de inocerami (I. Drăghindă[1]).

Din paralelizările făcute de Th. Kräutner (3) şi V. Mutihac (4), rezultă că marnele roşii din bazinul văii Sălăuţa se aseamănă pînă la identitate cu marnele de Puchow (senonian superior) din zona klippelor interne ale Carpaţilor de nord.

În valea Sălăuţa senonianul apare în lungul unor linii de dislocaţie încît baza lui nu este accesibilă observaţiilor.

Eocenul este reprezentat de gresii, stînd concordant peste marnele roşii senoniene. În Valea Sabii, din argilele verzi şi roşii s-a identificat *Globorotalia aragonensis* Nuttall, care în Carpaţii Orientali este menţionată în partea inferioară a eocenului mediu. Deasupra argilelor roşii se dezvoltă local conglomerate (în Obcina Fiadului), constituite mai ales din elemente de şisturi cristaline şi galeţi de calcare cu numuliţi. Mai spre est, V. Mutihac (4) menţionează conglomerate identice, stînd peste calcare organogene cu numuliţi şi suportînd la rîndul lor marne albicioase şi argile roşii cu globigerine, încît vîrsta eocenă a conglomeratelor pare să fie dovedită.

Oligocenul, în bazinul văii Sălăuţa a fost stabilit pe baza unei faune găsite pe Valea Strîmba, reprezentate prin formele *Cyrena semistriata*, *Ostrea cyathula* şi *Calyptrea depressa*. V. Mutihac (4) compară această faună cu asociaţia din stratele de Curtuiuş, acordînd depozitelor care conţin formele menţionate în bazinul văii Sălăuţa, vîrsta oligocen inferior mediu.

În proiectul de hartă (scara 1 : 200 000) privind această regiune[2], depozitele de la vest de dislocaţia Romuli, deşi sînt identice cu cele de pe valea Strîmba, sînt atribuite eocen-oligocenului (neseparabile).

Cercetările recente, ale căror rezultate vor fi expuse mai departe, atestă, pe baze paleontologice, vîrsta oligocenă a depozitelor în discuţie.

Depozitele atribuite oligocenului în sectorul cercetat (schiţa), ca şi în toată zona din supraridicarea Preluca—Rodna, sînt dezvoltate în facies de fliş, fiind alcătuite în cea mai mare parte din alternanţe ritmice de gresii calcaroase şi marne cenuşii.

În bazinul văii Fiadului, succesiunea începînd din bază este reprezentată prin următoarele trei orizonturi:

a) Orizontul marnelor şistoase;
b) Orizontul marno-grezos;
c) Orizontul grezos.

a) *Orizontul marnelor şistoase* este alcătuit din marne brecioase, adesea disodile, de culoare închisă, în care sînt prinse lentile de marnocalcare, sau gresii cenuşii-albicioase de diferite dimensiuni. Acest orizont apare în lungul dislocaţiei Romuli pe valea Iscradiei, iar în împrejurimile satului Romuli, V. Mutihac menţionează disodile cu solzi de *Clupeidae* pe valea Verdelui.

---

[1] I. Drăghindă, *Raport*, Întreprinderea de Prospecţiuni, Arhiva Comitetului Geologic.

[2] Manuscris, Arh. Inst. Geol.

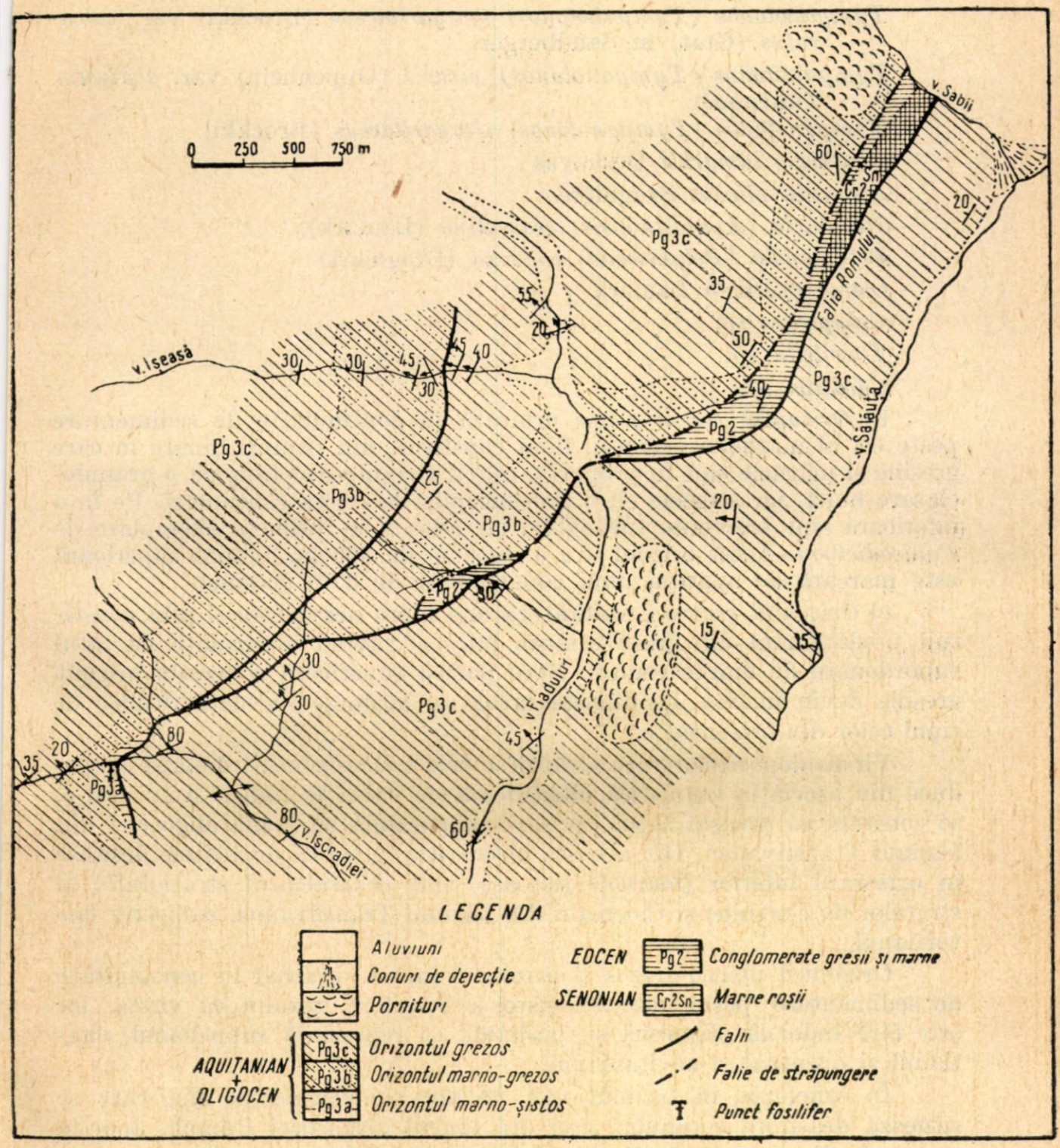


Fig. 1. — Schiță geologică a zonei cuprinsă între Valea Săbii și Valea Iscradiei.

Din marnele şistoase de pe valea Iscradiei s-a recoltat o faună fosilă reprezentată prin formele:

Tympanotonos (*Tympanotonos*) *margaritaceus* (Brockki) var. *calcaratus* (Grat) in Sandberger.

Tympanotonos (*Tympanotonos*) *vivarii* (Oppenhein) var. *alpinum* Tournouër

Tympanotonos (*Tympanotonos*) *margaritaceus* (Brockki)

Cerithium lamarkii Deshayes

Pirenella plicata Brugnière

Globularia (*Ampulinopsis*) *crassatina* (Lamark)

Polymesoda (*Polymesoda*) *convexa* (Brogniart)

Ostrea cyathula Lamark

Calyptraea sp.

Turritella sp.

Cardium sp.

b) *Orizontul marno-grezos* urmează în continuitate de sedimentare peste cel al marnelor şistoase, fiind constituit din ritmuri binare în care gresiile şi marnele sînt în proporţie egală. Gresiile sînt fine, cu o granuloclasare bună, iar stratele au o grosime pînă la cîţiva centimetri. Pe faţa inferioară sînt frecvente turboglife, iar adesea se întîlnesc exemplare de *Palaeodictyon*. Acest orizont are o grosime de 300 m. Limita superioară este marcată de apariţia unui conglomerat de 3 m grosime.

c) *Orizontul grezos* prezintă cea mai mare dezvoltare şi este constituit predominant din gresii cenuşii, micacee, avînd intercalaţii cu totul subordonate de marne cenuşii. Spre partea superioară a acestui orizont gresiile devin masive. La diferite nivele se întîlnesc secvenţe ritmice de tipul celor din orizontul b.

Vîrsta depozitelor care alcătuiesc cele trei orizonturi descrise se deduce din asociaţia faunistică identificată pe valea Iscradiei. Analizînd-o, se constată că această asociaţie este comparabilă cu fauna oligocenă din bazinul Transilvaniei. Din această observaţie reiese că depozitele descrise în orizontul inferior (marnele şistoase) sînt echivalentul stratigrafic al stratelor de Curtuiuş şi Ciocmani din bazinul Transilvaniei, respectiv latorfianul.

Orizontul marno-grezos şi orizontul grezos, urmînd în continuitate de sedimentare peste marnele şistoase fosilifere, rezultă că vîrsta lor este fără îndoială oligocenă şi, probabil, că reprezintă ruppelianul, chatianul şi eventual şi acvitanianul.

În concluzie, în bazinul văii Sălăuţa, depozitele de fliş, care se situează deasupra eocenului roşu din lungul dislocaţiei Romuli, aparţin cu certitudine ca vîrstă oligocenului şi probabil şi acvitanianului, aşa că depozitele oligocene inferioare de fliş din supraridicarea Preluca—Rodna sînt echivalentul oligocenului epicontinental din Bazinul Transilvaniei.

BIBLIOGRAFIE

1. Dumitrescu I., *Asupra faciesurilor şi orizontării Cretacicului superior şi Paleogenului în bazinul Lăpuşului (Nordul depresiunii Transilvaniei)*, Lucr. Inst. de Petrol şi Gaze, Bucureşti, 1957, **III**.
2. Kockh A., *Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenburgischen Landstheile*, Budapesta, 1894, *I* şi *II*.
3. Kräutner Th., *Ein Senonvorkomen bei Săcel in der Marmorosch*, Veh. u. Mitt. Sieb. Verein sf. Natur. zu Hermannstadt, 1933.
4. Mutihac V., *Cercetări geologice în regiunea dintre Cristianul Rodnei şi masivul eruptiv al Ţibleşului*, D. S. Com. Geol., Bucureşti, 1955, **XXXIX** (1951—1952).
5. — *Cercetări geologice în regiunea Dragomireşti-Botiza (Maramureş)*, D. d. S. Com. Geol., 1956, **XL**.

Întreprinderea de prospecţiuni
a Comitetului de Stat al Geologiei

Primit în redacţie la data de 29 iunie 1965

ASUPRA PREZENȚEI SPECIEI *CELLULASCLEROTES GIGANTEOUS* ÎN DEPOZITELE CARBONIFERE DE PE VALEA DRAGOSELLA (BANAT)

DE

SMĂRĂNDIȚA ILIE și CORNELIA BIȚOIANU

55(05)

În această lucrare se semnalează prezența speciei *Cellulasclerotes giganteous* Pickhardt, în cărbunii de vîrstă carboniferă din galeria a III-a, amplasată pe valea Dragosella.

Pe marginea de vest a zonei Șvinița se conturează sinclinalul Dragosella, dezvoltat între valea Dragosella și valea Tulinibreg. Acest sinclinal este constituit din depozite carbonifere și permiene.

Carboniferul se dispune discordant peste șisturile cristaline. El este dezvoltat în facies continental, cuprinzînd în bază un orizont de gresii șistoase verzui sau gălbui; peste acestea urmează, uneori, un banc puternic de conglomerate poligene, care aflorează numai la confluența văii Dragosella cu Valea Mare. În cuprinsul orizontului grezos se întîlnesc intercalații de șisturi cărbunoase și cărbuni (1).

Din șisturile cărbunoase, Fr. Schafarzik (1910) a determinat resturi de *Sigillaria*, *Calamites* și *Lepidodendron*, iar Gr. Răileanu (1) a identificat următoarele resturi de plante fosile: *Stigmaria fucoides* Brongn., *Calamites suckowi* Brongn., *Calamites cisti* Brongn. și *Annullaria* cf. *radiata* Brongn.

Pe baza acestei asociații de floră fosilă s-a atribuit depozitelor de pe valea Dragosella vîrsta carbonifer-superioară, în care Gr. Răileanu înțelege și prezența westfalianului superior. A. Semaka (3), făcînd o inventariere a resturilor de plante fosile, ajunge la concluzia că în aceste depozite ar fi reprezentat carboniferul superior s.l. (westfalian B — Stephanian) (3).

Cercetările noastre, efectuate în 1964, au avut drept scop analiza petrografică a cărbunilor din acest sinclinal. Pentru această analiză s-au

St. și cerc. de geol., geof. și geogr., Seria geologie, t. 11, nr. 1, p. 251–252, București, 1966

recoltat probe de cărbuni din galeria a III-a, care este amplasată pe valea Dragosella. Într-una din aceste probe am identificat o formă de sclerot care aparține genului *Cellulasclerotes*, și anume *Cellulasclerotes giganteous* Pickhardt. Această specie este citată de E. Stach și W. Pickhardt în carboniferul superior (westfalian C), în stratul Hagen din bazinul Ruhr (2).

Cellulasclerotes giganteous Pickhardt 1957

1957 *Cellulasclerotes geganteous* n. sp. Pickhardt, p. 150, pl. 15, fig. 14.

Această specie se caracterizează printr-un contur oval, neted. Zona sa marginală este puternic dezvoltată, avînd o culoare cenușie deschisă pînă la albă. Specia aceasta prezintă 5 camere de culoarea neagră, lipsite de structură și cu contururi neregulate. Camera centrală are diametrul cuprins între 112 μ și 199 μ, celelalte camere sînt dispuse în zona marginală, una dintre ele comunicînd cu zona centrală. Diametrul camerelor este de 28—35 μ. Mărimea totală a speciei: 252—420 μ.

Specia determinată se deosebește de cea a lui W. Pickhardt (care are o formă aproape rombică) numai prin conturul său oval și diametrul mai mic (fig. 1).

Prezența speciei descrise este un argument nou în sprijinul existenței westfalianului superior (westfalian C) în sinclinalul Dragosella. Totodată identificarea formei de *Cellulasclerotes giganteous* Pickhardt, menționate pentru prima dată la noi în țară, face posibilă o paralelizare a cărbunilor din această regiune cu cărbuni din regiuni mult mai îndepărtate (bazinul Ruhr). Ea se adaugă la inventarul florei fosile din carbonifer, cunoscute în țara noastră.

BIBLIOGRAFIE

1. Răileanu Gr., *Cercetări geologice în regiunea Șvinița — Fața Mare*, Bul. șt. geol.-geogr., 1953, **V**, *2*.
2. Stach E. u. Pickhardt W., *Pilzreste (Sklerotinit) in paläozoischen Steinkohlen*, Die Paläontologische Zeitschrift, 1957, **31**, *3/4*.
3. Semaka A., *Observațiuni asupra florelor paleomezozoice din danubianul Banatului*, D.d.S. Inst. Geol., 1962, **XLVII**.

Institutul geologic al Comitetului de Stat al Geologiei

Primit în redacție la data de 15 mai 1965

Fig. 1. — *Cellulasclerotes giganteous* Pickhardt, galeria III, Dragosella × 130.

PREZENȚA FORMEI *COELOMA VIGIL* EDWARDS, ÎN STRATELE DE VALEA CARELOR DIN BAZINUL MARAMUREȘ

DE

OVIDIU ILIESCU și M. ILIESCU

55(05)

În lucrarea de față se face cunoscută prezența formei *Coeloma vigil* Edwards, în stratele de Valea Carelor (Maramureș).

Pe baza acestei forme, asociată cu numuliți și ortofragmine, se acordă vîrsta eocenă acestor strate.

Pentru partea de sud a bazinului Maramureș, stratele de Valea Carelor reprezintă o entitate bine conturată litologic. Datorită caracterelor sale particulare, acestor depozite semnalate mai întîi de H. Zapalowicz, iar apoi de J. Böckh și Th. Kräutner, li s-a atribuit vîrsta eocenă.

Ultimele cercetări executate în 1951—1952 au condus la o nouă interpretare stratigrafică și tectonică, și, în final, stratele de Valea Carelor au fost atribuite oligocenului.

Cu ocazia unor profile de recunoaștere efectuate în bazinul Maramureș am întîlnit în gresiile argiloase marnoase din stratele de Valea Carelor forma *Coeloma vigil* Edwards, nemenționată încă în aceste depozite și care formează obiectul notei de față.

Înainte de a trece la descrierea formei mai sus-menționate, vom face cîteva considerații de ordin cu totul general asupra alcătuirii litologice a stratelor de Valea Carelor, pentru a avea o imagine de ansamblu asupra acestei formațiuni.

Sub denumirea de strate de Valea Carelor se descriu depozitele dezvoltate în facies de fliș, care apar bine deschise pe valea cu același nume,

St. și cerc. de geol., geof. și geogr., Seria geologie, t. 11, nr. 1, p. 253—256, București, 1966

la sud de localitatea Săcel. Sînt constituite din alternanţe de şisturi argiloase-marnoase, cenuşii pînă la negricioase, şi gresii cu grosimi de 0,05—0,15 m, micafere, curbicorticale, cu diaclaze cu calcit. La anumite nivele, se întîlnesc bancuri de conglomerate mărunte cu numuliţi, precum şi lentile de şisturi cenuşii-negricioase, slab grezoase, asemănătoare cu şisturile disodilice. Rar se întîlnesc şi marno-calcare uşor bituminoase.

O particularitate a seriei de Valea Carelor este stilul de prezentare în cute de dimensiuni reduse, uneori submetrice şi numeroasele oglinzi de fricţiune.

La partea superioară a stratelor de Valea Carelor din împrejurimile Săcelului, se întîlneşte un pachet de gresii dure, micacee, nu prea grosiere, în bancuri de 0,4—2,5 m. Aceste gresii conţin numeroase urme de plante, precum şi nivele de gresii microconglomeratice sau chiar conglomerate mărunte. Între bancurile de gresii din baza pachetului, se mai întîlnesc încă intercalaţii pelitice de tipul celor din stratele de Valea Carelor, ceea ce arată continuitatea procesului de sedimentare.

Aceste gresii, prin poziţia pe care o ocupă şi prin aspectul lor litologic, pot fi paralelizate cu gresiile de la partea superioară a marnelor de Vaser, cunoscute sub denumirea de gresii de Birţu.

Asupra vîrstei stratelor de Valea Carelor, aşa cum am arătat la început, în ultimul timp li s-a atribuit vîrsta oligocenă, datorită prezenţei resturilor de peşti (în special genul *Clupea*) şi a nivelelor bituminoase pe care le conţin ca intercalaţii.

Noi considerăm că stratele de Valea Carelor reprezintă faciesul sub care se dezvoltă eocenul în facies de fliş la sud de falia Rodnei (în sensul atribuit acesteia de Th. Kräutner), iar prezenţa numuliţilor, ortofragminelor etc., şi chiar forma *Coeloma vigil* Edwards vin să confirme această afirmaţie.

Menţionăm că faciesurile bituminoase care au un caracter lenticular reprezintă numai episoade în seria de Valea Carelor. De aici rezultă că stratele de Valea Carelor pot fi paralelizate cu porţiunea superioară a marnelor de Vaser şi cu partea superioară a stratelor de Petrova, dar situate pe o altă zonă de sedimentare.

Admiţînd acest punct de vedere, admitem implicit vîrsta eocen superioară şi pentru gresiile de Birţu de la partea superioară a stratelor de Valea Carelor şi a marnelor de Vaser şi echivalarea acesteia cu gresia de Strîmtura, de la partea superioară a stratelor de Petrova.

Stratele de Valea Carelor vin în contact tectonic cu marnele roşii de tip Puchow de vîrstă senoniană şi suportă normal depozitele oligocene de la sud de pasul Şetrev.

La sud de Săcel şi în Dealul Paltinul, depozitele senoniene încalecă uşor peste seria de Valea Carelor, venind în contact cu un pachet de gresii cenuşii grosiere, dure (gresia de Paltinu). Acest pachet de gresii are o dezvoltare lenticulară în jumătatea inferioară a seriei de Valea Carelor.

Coeloma vigil Edwards

1865 *Coeloma vigil* M. Edw., Milne Edwards (9, p. 324, Tb. XII, fig. 1–3).
1957 *Coeloma macoveii* V. Măz., Vasile Lăzărescu (7, p. 665, Tb. I-II, fig. 11–16).

Forma a fost colectată pe Valea Carelor de la sud de Săcel într-o gresie fină, cenușie, dură, fin micacee. Este un exemplar bine conservat, cefalotoracele fiind întreg, iar apendicele parțial păstrate. Atît pe partea dorsală cît și pe cea ventrală prezintă șanțuri, uneori mai adînci, alteori mai slabe, care împart și subîmpart aceste suprafețe în zone caracteristice genului și speciei *Coeloma vigil.*

Cefalotoracele este de formă subpatratică, puțin mai lat (5,6 cm) decît lung (4,6 cm). Are suprafața dorsală acoperită de numeroși tuberculi mici și prezintă o ușoară bombare în zona de mijloc (zona mezogastrică). Pe această zonă, la forma prezentată sînt bine păstrate impresiunile musculare.

Regiunea hepatică prezintă trei subzone, dintre care cea mezohepatică este mai pronunțată și cu contur oval, așa cum figurează și în descrierea făcută de B i t t n e r. În partea posterioară, regiunea hepatică este separată de zona brahială printr-un șanț, care se îndreaptă spre interior oprindu-se în zona mezogastrică.

Zonele brahiale sînt cele mai dezvoltate, dintre toate zonele cefalotoracelui, ocupînd aproape două treimi din suprafața acestuia. Partea posterioară a fiecăreia din cele două zone brahiale este bombată, caracter descris și la formele prezentate de M. E d w a r d s.

Conturul formei. Marginea fronto-orbitală este bine dezvoltată. Rostrumul este înclinat înainte și prevăzut cu două perechi de spini. Spinii mediani sînt paraleli și scurți, iar cei laterali sînt oblici.

Fosele orbitale sînt adînci, puternice, marginea lor internă fiind îngroșată ca un burlet.

Lateral foselor orbitale se dezvoltă două zone fin zimțate, care prelungite formează un unghi de 150°, cu vîrful îndreptat anterior, fiind identic cu cel al formei *Coeloma vigil* M. Edwards și C. *macoveii* V. Lăzărescu.

Marginea anterolaterală este împărțită de patru spini triangulari, primul și ultimul fiind mai mari, ceilalți doi din mijloc aproape egali și mai scurți. La exemplarul prezentat, ultimii doi spini sînt parțial sparți.

Marginea posterolaterală este dreaptă și formează cu marginea anterolaterală un unghi de 150°.

Marginea posterioară prezintă un slab sinus și este lungă de 2 cm.

Partea ventrală este de asemenea bine păstrată, cu o ornamentație alcătuită din fine punctișoare albe, care uneori se dispun unele lîngă altele, formînd scurte linioare punctiforme. Se observă trei plăci anterioare bine sudate, care se termină median într-o porțiune pronunțat depresionară, de formă triunghiulară, ascuțită anterior. Această porțiune triunghiulară corespunde zonei abdominale.

Apendicele sînt reprezentate printr-o pereche de foarfece scurte şi groase, ocupînd poziţia din faţa carapacei şi prin patru perechi de picioare locomotorii, subţiri şi plate, pe care se găsesc o serie de mici tuberculi.

Răspîndire geografică. Această formă a fost găsită pentru prima oară în eocenul de Priabona şi la Castelgemberto din nordul Italiei. Pe baza formelor colectate de aici, M. E d w a r d s a creat genul şi specia *Coeloma vigil.*

Formele lui B i t t n e r provin din marnele cenuşii cu *Pholadomya puschy* de la Val Laverda din Italia, tot de vîrstă eocenă.

Singurul exemplar citat de L ö r e n t h e y şi B e u r l e n din Ungaria provine din marnele de Buda (oligocen inferior) de pe valea Balábánya.

Coeloma vigil este frecventă şi de talie mare în nordul Italiei, în timp ce în Ungaria este rară, întîlnindu-se un singur exemplar de talie mică.

Noi considerăm că *Coeloma vigil* Edwards întîlnită în stratele de Valea Carelor, prin faptul că este asociat cu forme de numuliţi ortofragmine etc., aparţine eocenului superior.

Pe aceste considerente atribuim şi stratelor de pe Valea Carelor vîrsta eocenă.

BIBLIOGRAFIE

1. Atanasiu L., *Geologia regiunii Petrova-Sighet (Maramureş)*, D.d.s., Com. Geol., Bucureşti, 1956, **XL**.
2. Bleahu M., *Cercetări geologice în bazinul superior al V. Ruscova (M. Maramureş)*, D.d.s., Com. Geol., Bucureşti, 1962, **XLV**.
3. Bleahu M., Dimitrescu R. şi Patrulius D., *Cercetări geologice în valea Vişeului şi în împrejurimile Săcelului*, D.d.s., Com. Geol., Bucureşti, 1955, **XXXIX**.
4. Bittner Alexander, *Die brachyuren des vicentinischen Tertiärgebirges*, Viena, 1875.
5. Glaesner M. F., *Fosilium catalogas I. Animalia*, partea 41. *Crustacea decapoda*, Berlin, 1929.
6. Kräutner Th., *Studii geologice în M. Rodnei*, D.d.s., Inst. geol. rom., Bucureşti, 1930, **XIII**.
7. Lăzărescu V., *Asupra unei noi specii de Coeloma şi consideraţii paleoecologice asupra Brachyurilor*, Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., Secţ. de geol. şi geogr., 1957, **II**, 3—4.
8. Lörenthey E. u. Beurlen K., *Die fossilen decapoden d.L.d.u.k. Geologica hungarica, Seria Paleontologică*, Budapesta, 1929, *3*.
9. Edwards Milne, *Annales des Sciences naturalles 5-a serie, zoologie şi paleontologie*, Paris, 1865, **III**.
10. Mutihac V., *Cercetări geologice în regiunea dintre cristalinul Rodnei şi masivul eruptiv al Ţibleşului*, D.d.s. Com. Geol., Bucureşti, 1955, **XXXIX**.

Comitetul de Stat al Geologiei

Primit în redacţie la data de 10 mai 1965

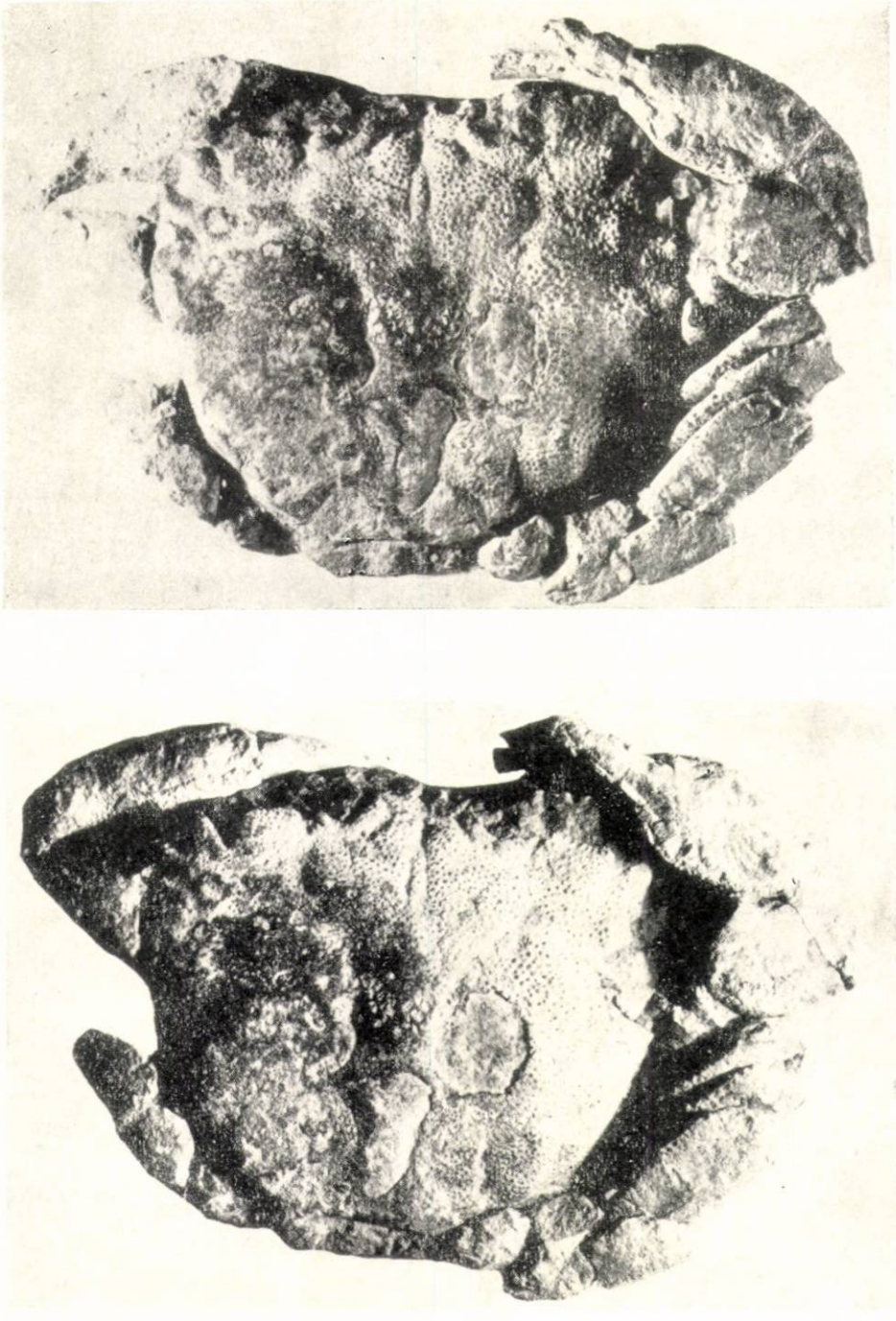


Fig. 1. — *Coeloma vigil* Edwards 1 × 1, partea dorsală.

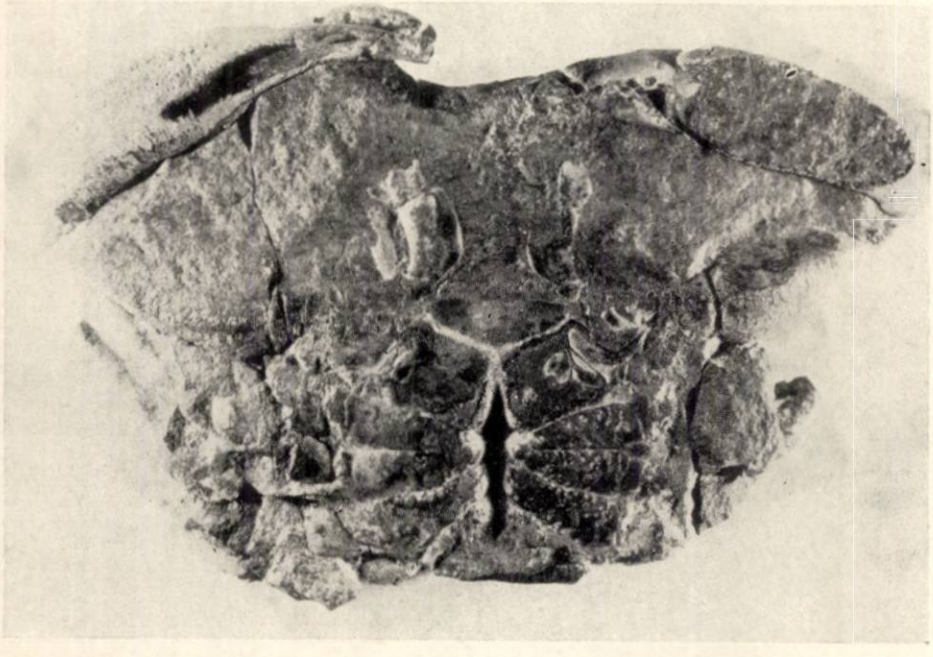


Fig. 2. — *Coeloma vigil* Edwards 1 × 1, partea ventrală.

OBSERVAȚII ASUPRA FENOMENULUI DE ȘISTOZITATE ÎN PARTEA DE NORD A MASIVULUI CRISTALIN POIANA RUSCĂ

DE

R. DIMITRESCU și O. MAIER

55(05)

În zona nordică a masivului Poiana Ruscă, peste un pachet de calcare și dolomite cristaline, se așază discordant un orizont de filite, foarte slab metamorfice, în care se dezvoltă o șistozitate care nu coincide cu stratificația inițială.

Problemele geologice ale masivului Poiana Ruscă continuă să se afle în centrul atenției cercetătorilor și unele din ele încep să capete o rezolvare abia în momentul de față, prin aplicarea unor metode noi de studiu. Astfel, în 1955, într-o notă asupra structurii părții de nord a masivului Poiana Ruscă, unul din autorii notei de față scria (R. Dimitrescu 1955, p. 114): „În multe puncte (Valea Lăpugiului, Valea Mare, Valea Brazilor), se observă însă iviri de calcare de dimensiuni importante, deschise pe firul văilor și care nu-și mai găsesc lateral prelungirea în direcție, pe crestele imediat adiacente. Este probabil că trebuie să se admită existența unei serii de filite superioare față de calcare". Studii mult mai detaliate, executate de O. Maier, G. Vasilescu și I. Solomon în 1960 și revizuiri executate de R. Dimitrescu în 1964, tind să aducă lumină în această privință.

Esența problemei, rămasă nerezolvată în trecut, consta în aceea că limitele geologice trasate în urma cartării, limite orientate aproximativ N—S, nu erau compatibile cu pozițiile măsurate, orientate în general E—V. Pe hartă s-ar fi putut trasa o serie de falii, orientate NS. Cercetările recente au putut preciza însă o serie de puncte: 1) foliațiile, a căror poziție fusese măsurată, nu reprezentau stratificația inițială a filitelor superioare față de pachetul de calcare și dolomite cristaline de la Panc—Roșcani; 2) pe stratificația inițială a acestor filite superioare nu s-a dezvoltat

St. și cerc. de geol., geof. și geogr., Seria geologie, t. 11, nr. 1, p. 257—258, București, 1966

în general o şistozitate metamorfică; 3) o mare parte din liniaţiile observate în filitele superioare sînt axe δ (liniaţii de intersecţie ale stratificaţiei iniţiale cu şistozitatea clivajului de curgere).

Lăsînd la o parte cazurile mult mai numeroase, de existenţă în general a unei şistozităţi neconcordante cu stratificaţia iniţială, dacă ne vom restrînge la considerarea acelor cazuri de metamorfism incipient (anchimetamorfism) în care pe stratificaţia iniţială nu se dezvoltă o şistozitate metamorfică, vom constata că acest fenomen nu a mai fost descris în alte părţi ale ţării noastre decît în cazul a două formaţiuni: 1) şisturile verzi, precambriene ale Dobrogii centrale (G. Macovei, 1913, G. Munteanu—Murgoci, 1914, V. Ianovici, D. Giuşcă, O. Mirăuţă ş.a., 1961); 2) şisturile verzi carbonifere din Bihor (R. Dimitrescu, 1964; R. Dimitrescu, S. Bordea, R. Puricel, 1965). Ne aflăm deci, în Poiana Ruscăi de nord, într-un al treilea caz similar.

Se ştie că, în general, se poate admite astăzi împărţirea epizonei în două subzone, definite pe baza unor caractere structurale mezoscopice: 1) subzona superioară, în care nu se dezvoltă decît o şistozitate a clivajului de curgere (forfecare), deosebită de stratificaţia iniţială; 2) subzona inferioară, în care se dezvoltă atît şistozitatea de stratificaţie, cît şi şistozitatea clivajului de curgere (în general, o foliaţie axială). În mezozonă, foliaţia axială pare a fi mai puţin dezvoltată, deşi ea apare şi în acest caz, ca de exemplu la Palazu Mare (Gurău, 1962).

Pentru cele mai tinere formaţiuni cristaline din zona nordică (Panc—Roşcani) a masivului Poiana Ruscă, rezultă în concluzie următoarele: 1) există un pachet inferior de calcare şi dolomite cristaline, care se îndinţează lateral cu filite sericitoase şi cuarţitice; în acestea apare o şistozitate de stratificaţie; 2) deasupra acestui pachet se dispune discordant un orizont de "phyllade", foarte puţin metamorfice, în care nu se dezvoltă concordant cu stratificaţia nici o şistozitate metamorfică; acest orizont apare pe creste (*Vîrful Dosului*, *Dealul Perilor*).

BIBLIOGRAFIE

1. Dimitrescu R., *Asupra structurii geologice a părţii de nord-est a masivului Poiana-Ruscă*, Bucureşti, 1955, I. P. G., Studii, **1**.
2. — *Date microtectonice asupra regiunii Cîmpeni*, Bucureşti, 1964, D. S. Com. Geol., **L** (1962—1963).
3. Dimitrescu R., Bordea S. şi Puricel R., *Notă asupra structurii Paleozoicului din regiunea Arieşeni*, Bucureşti, 1965, D.S. Com. Geol., **LI** (1963—1964).
4. Gurău A., *Determinarea elementelor structurale în rocile metamorfice*, Bucureşti, 1962, Rev. Mine, **XIII**, 7.
5. Ianovici V., Giuşcă D., Mirăuţă O. şi colab., Asoc. geol. carpato-balc. Congr. V, Ghidul excursiilor, D. Dobrogea, Bucureşti, 1961.
6. Macovei G., *Observaţiuni asupra liniei de încălecare Pecineaga-Camena* (*Dobrogea*), 1912, D. S. Inst. Geol., **III** (1911—1912).

Comitetul de Stat al Geologiei
şi Întreprinderea de prospecţiuni şi laboratoare

Primit în redacţie la data de 4 mai 1965

AL XXII-LEA CONGRES GEOLOGIC INTERNAȚIONAL DE LA NEW DELHI (INDIA)

55(05)

Între 14 și 22 decembrie 1964 a avut loc la New Delhi (India) al XXII-lea Congres geologic internațional. Organizat pentru prima oară în 1875 și reunindu-se la interval de 4 ani, el reprezintă, din acel moment, cel mai înalt for al științelor geologice din întreaga lume. Europa cel mai adesea, America de Nord și Africa au găzduit primele XXI sesiuni ale congresului; în 1964 el a fost organizat pentru prima oară în Asia, la invitația Indiei.

Aproape 80 de țări, peste 1 700 de participanți, dintre care 640 de delegați oficiali, au fost prezenți în aceste zile la New Delhi, ca și pe întreg întinsul Indiei, în excursiile științifice organizate cu această ocazie.

Dr. S. Radhakrishnan, președintele Republicii India, și un comitet de onoare constituit din personalități marcante ale guvernului și instituțiilor de învățămînt superior au patronat congresul.

Activitatea desfășurată în cadrul congresului a cuprins ședințele de comunicări, ședințele cu caracter organizatoric, ședințele diverselor organe de lucru ale congresului, excursii înainte și după congres. Paralel cu lucrările congresului, Uniunea Internațională a Științelor Geologice, cu diversele sale comisii și asociații, a organizat întîlniri științifice și cu caracter organizatoric.

1. Comunicările științifice au fost făcute pe specialități în cadrul a 16 secții:
   1. Geologia petrolului,
   2. Rezultatele geologice ale geofizicii aplicate,
   3. Limita cretacic-terțiar, incluzînd activitatea vulcanică,
   4. Deformarea rocilor și tectonica,
   5. Problemele genetice ale minereurilor,
   6. Mineralele pegmatitelor și geneza pegmatitelor,
   7. Bazaltele de platou,
   8. Mamiferele terțiare,
   9. Gondwana,
   10. Geologia arhaicului și precambrianului,
   11. Orogeneza himalaiană și alpină,
   12. Izostazie,
   13. Charnockite,
   14. Laterite,
   15. Geologia sedimentarului și sedimentologie,
   16. Alte subiecte.

Tematica congresului a îmbrățișat astfel domenii foarte variate ale științelor geologice și probleme specifice teritoriului indian — *Bazalte de platou, Charnockite, Gondwana.* Numărul mare de comunicări prezentate a acoperit toate domeniile științelor geologice. Astfel :

— în domeniul geologiei, geochimiei și genezei petrolului s-au expus geologia regională și posibilitățile acumulărilor de petrol și gaze în diferitele formațiuni paleozoice, mezozoice și terțiare din marile depresiuni și platforme caspice, siberiene și indiene ; s-a arătat posibilitatea mai multor căi de formare a acumulărilor de petrol ; a) produse de maturizare a sedimentelor sapropelice, care au dat naștere la cele mai multe zăcăminte de petrol de importanță economică ; b) distilarea ușoară a substanțelor organice cherogene, asociate cu filoane metalifere ; c) distilarea și hidrogenarea intensă a substanțelor cărbunoase și d) distilarea și condensarea substanțelor juvenile abiogene ; de asemenea este foarte interesantă constatarea prezenței metanului, a gazelor hidrocarbonate mai grele decît metanul și a bituminelor cu hidrocarburi parafinice, naftenice și chiar aromatice în rocile eruptive și metamorfice din peninsula Kola și care sînt incontestabil singenetice cu acestea ; experiențe de laborator privind relațiile de presiune-volum-temperatură a unor amestecuri de hidrocarburi lichide și gazoase, ape de zăcămînt și argile au arătat posibilitatea migrării petrolului în formă gazoasă prin micropori și de-a lungul microfracturilor, spre zonele de presiune joasă ;

— au fost prezentate date noi privind dezvoltarea unor zone geosinclinale și interpretarea datelor geofizice și geologice pentru elucidarea structurii și evoluției scoarței terestre în diferitele continente ; luînd în considerare faptul că influența mișcărilor neotectonice se face simțită de la adîncimi de 700—750 km (focarele cutremurelor adînci), a fost preconizată o nouă geosferă, care să cuprindă scoarța terestră și partea superioară a mantalei pămîntului denumită „neotectonosferă", în care structurile majore sînt comandate de o tectonică de fracturi adînci, dîndu-i astfel o structură de mozaic, de blocuri mari care datează încă din timpul mezozoicului ;

— s-au discutat probleme privind geneza diferitelor tipuri de zăcăminte de minereuri de fier, de mangan, de cupru, de uraniu etc. și relațiile lor cu procesele magmatice, tectonice și sedimentologice din scoarță ; de asemenea, geneza și diferențierea diferitelor tipuri de pegmatite ;

— o atenție deosebită s-a acordat problemelor de stratigrafie, geocronologie și evoluție structurală a marilor complexe archeene și proterozoice ale vechilor platforme crustale (India, Scutul Baltic, Siberia, Canada, Antarctida, Africa). S-a preconizat divizarea formațiunilor geologice antecambriene în cinci cicluri globale tectono-plutonice, cuprinse între circa 2 800 și 600 000 000 de ani ; la finele primului ciclu (archeanul) s-au format primele platforme continentale, ale căror formațiuni sedimentare au fost analoge pe tot globul din cauza condițiilor climatice și geochimice monotone (vechile formațiuni ferifere etc.), cărora le-au urmat formațiuni din ce în ce mai diferențiate. De asemenea s-au relevat aspectele orogenezei și tectonicii diferitelor sisteme muntoase ale lanțului alpino-carpatic-himalaian.

O atenție specială s-a acordat problemelor specifice ale geologiei teritoriului indian și ale țărilor învecinate în numeroase comunicări privind :

— structura în pînze de șariaj a grandioșilor munți ai Himalaiei, care îmbracă aspecte morfologice și dimensionale analoge cu Alpii ;

— geologia și petrologia complexelor arhaice și precambriene și ale formațiunilor paleozoice și mezozoice ale Indiei peninsulare, fragment important al vechiului continent Gondwana din emisfera sudică, care cuprindea părțile de platformă veche ale Australiei, Indiei, Africii, Americii de Sud și Antarctidei, constituite din formațiuni geologice asemănătoare ;

— comunicări privind geologia și mineralogia zăcămintelor de fier, mangan, cupru, crom, uraniu, aur, precum și a pegmatitelor cu beril și cu mică ale Indiei ;

— petrologia și geochimia rocilor magmatice ale imensului platou de bazalte care acoperă ca o platoșe groasă de peste 1 000 m partea centrală și nord-vestică a peninsulei ;

— probleme de hidrogeologie (ape subterane arteziene, izvoare termale, irigație) ;

— problema charnockitelor, o formație complexă de roci metamorfice, specifică vechilor fundamente cristaline ale Indiei peninsulare, Antarctidei și altor platforme vechi ;

— geneza lateritelor, compoziția lor mineralogică și chimică, concentrații de minerale utile legate de procesul de lateritizare.

Au mai fost prezentate variate probleme de stratigrafie, paleontologie, sedimentologie, glaciologie, geomorfologie, mineralogie etc.

La cererea specialiștilor s-au ținut ședințe speciale în care s-au discutat rezultatele expediției internaționale din Oceanul Indian.

Deși multe dintre comunicări au avut caracter general, de sinteză, a fost reexprimată și cu acest prilej dorința ca, congresele internaționale să găzduiască mai ales comunicări care să se refere la probleme fundamentale și care să permită stabilirea căilor principale de dezvoltare ulterioară a științelor geologice.

2. În același timp cu ședințele de comunicări științifice s-au desfășurat și lucrările comisiilor congresului și ale asociațiilor și societăților științifice internaționale : Comisia de stratigrafie cu 5 subcomisii și 5 comitete, Comisia hărții geologice a lumii cu 2 subcomisii, Comisia hărții geologice a Europei, Comisia de coordonare a cercetărilor geofizice și geologice, Uniunea internațională paleontologică, Asociația internațională a hidrogeologilor, Asociația mineralogică internațională, Asociația geologilor economiști, Societatea de geochimie și altele.

Problemele care au polarizat atenția celor mai mulți participanți la congres au fost cele prezentate în ședințele comisiilor hărților geologice : au fost prezentate și discutate legendele hărților geologice, tectonice și metalogenetice ale Europei și ale celorlalte continente (Eurasia, Africa, Americile) la scări mici (1 :2 500 000, 1 :5 000 000 etc.).

În acest timp s-au desfășurat și lucrările comisiilor, comitetelor și asociațiilor afiliate Uniunii Internaționale a Științelor Geologice (U.I.S.G.).

Dintre ședințele cu caracter științific, Simpozionul comitetului pentru studiul părții superioare a mantalei terestre a reținut atenția majorității participanților la congres. În 1960 V. V. Belousov (U.R.S.S.) a atras atenția geologilor și geofizicienilor asupra excepționalei importanțe a unei mai bune cunoașteri a acelei părți a globului terestru care poartă numele de „manta" și a relațiilor dintre părțile profunde ale scoarței terestre și partea superioară a mantalei, pentru înțelegerea mecanismului de formare a structurilor orogene ale scoarței și de producere a cutremurelor, pentru aprofundarea mecanismului de formare și a distribuției regionale a celor mai multe acumulări de substanțe minerale utile etc. Numeroase țări au răspuns apelului lansat atunci și, prin constituirea de comitete naționale, s-a reușit organizarea unor cercetări vaste și complexe, ale căror prime rezultate au și început să fie comunicate ; Canada, S.U.A. și U.R.S.S. au făcut cele mai însemnate progrese, pe diverse căi în studiul părții superioare a mantalei. La New Delhi, comunicările și discuțiile au fost axate pe trei mari probleme : a) procesele geofizice care se petrec în partea superioară a mantalei și influența lor asupra crustei ; b) fenomenele tectonice și legătura lor cu părțile profunde ale globului ; c) procesele vulcanice și studiile petrografice ca auxiliar în cunoașterea acestor zone.

U.I.S.G. a inițiat în ultimii ani și cercetarea complexă a bazinelor marine, între altele și cu scopul de a ajuta la înțelegerea proceselor desfășurate în timpul geologic în aceste

zone. La New Delhi au fost prezentate o parte din rezultatele celei mai importante acțiuni de acest fel, aceea în curs de desfășurare în Oceanul Indian.

Din discuțiile purtate în ședințele consacrate acestor probleme și din rezoluțiile adoptate decurg și pentru noi prețioase indicații pentru orientarea activității științifice viitoare.

Una din asociațiile care s-a manifestat cel mai puternic în timpul congresului a fost Asociația mineralogică internațională care a ținut două simpozioane, unul despre zeoliți și altul asupra kimberlitelor și carbonatitelor și o ședință cu comunicări variate în care s-au adus prețioase contribuții noi.

3. Problema principală a ședințelor organizatorice a fost aceea a relațiilor dintre congres și Uniunea Internațională a Științelor Geologice (U.I.S.G.). În 1961, în urma recomandării congresului, a luat ființă U.I.S.G., similară cu numeroase alte uniuni internaționale. Dezvoltarea foarte largă a acesteia, pericolul unei activități paralele cu cea dusă de congres au condus la necesitatea discutării într-un cadru larg a poziției reciproce a acestor două organizații. Propunerea Uniunii Sovietice, care cere, în esență, ca U.I.S.G. să preia organizarea congreselor internaționale și activitatea comisiilor de lucru ale congresului, a fost amplu discutată și adoptată cu amendamente : sesiunile viitoare ale congresului vor fi organizate cu consultarea U.I.S.G. și sub egida acesteia, dar de organizarea congreselor rămîne responsabilă țara organizatoare, raportul cu biroul uniunii fiind cel de consultare ; congresul a recomandat comisiilor sale să se afilieze la uniune, lăsîndu-le deplină libertate în acest sens. Congresul a ales o comisie a statutelor, care să refere, la viitoarea sesiune, asupra oportunității modificării statutelor Congresului.

Congresul a acceptat invitația guvernului R. S. Cehoslovace, manifestată încă din 1956, de a se organiza în 1968 Congresul geologic internațional, la Praga, cu excursii geologice și în țările carpatice vecine, printre care și în România.

Această propunere a fost primită cu satisfacție ; numeroși participanți la congres și-au manifestat dorința de a vizita țara noastră.

4. Din partea țării noastre, la congresul de la New Delhi au participat 10 specialiști reprezentînd principalele instituții din țară (Academia Republicii Socialiste România, Comitetul Geologic, Ministerul Industriei Petrolului și Chimiei, Ministerul Învățămîntului) și principalele ramuri ale științelor geologice (mineralogie, petrografie, zăcăminte de substanțe minerale, paleontologie, stratigrafie, geofizică). Ei s-au manifestat atît prin comunicări științifice, cît și în ședințele cu caracter organizatoric.

În ședințele de comunicări, delegații români au prezentat cinci comunicări privitoare la structura Carpaților Orientali (acad. M i l t i a d e G. F i l i p e s c u), *Considerații biostratigrafice și paleontologice asupra tintinidelor* (acad. M i l t i a d e G. F i l i p e s c u), *Rolul raportului reniu/molibden în termometria geologică* (acad. N i c o l a e P e t r u l i a n), *Provincii petrologice sedimentare* (conf. D a n R ă d u l e s c u) și *Contribuții la studiul stratigrafic al proterozoicului din România* (M a r c e l a D e s s i l a - C o d a r c e a), lucrări care au fost foarte bine apreciate.

Cu această ocazie s-au stabilit contacte și s-a făcut un schimb interesant de păreri cu numeroase personalități științifice din lumea întreagă, care s-au interesat de realizările geologice din România. De altfel, colaborarea oamenilor noștri de știință cu specialiștii de peste hotare este bine stabilită, geologii noștri participînd la întocmirea Lexiconului internațional de stratigrafie, la elaborarea hărților geologice, tectonice și metalogenetice ale Europei etc.

În cadrul expoziției internaționale de hărți geologice organizată cu ocazia congresului a fost prezentată și harta geologică la scara 1 :500 000 a țării noastre, care s-a bucurat de aprecieri elogioase din partea străinilor.

De asemenea, delegații români au participat activ la ședințele consiliului congresului la care țara noastră a avut un loc de vicepreședinte, la ședințele consiliului Uniunii internaționale a științelor, la care România este membră fondatoare, precum și la ședințele numeroaselor comisii și asociații de specialitate, fiind aleși în unele comisii și comitete ale congresului.

Activitatea în cadrul diverselor organe ale congresului a fost foarte susținută.

În Comitetul mezozoicului mediteranean un reprezentant al României (D. P a t r u l i u s) a fost cooptat în colectivul de redacție a hărții paleogeografice a Europei pentru mezozoic, alături de doi francezi, un sovietic și un elvețian. Propunerea română, ca la lucrările comitetului, din septembrie 1965, să fie invitat un observator indian, a fost adoptată.

În Comitetul neogenului mediteranean, un delegat român (I. M o t a ș) a activat ca secretar și a prezentat rezoluțiile sesiunii a III-a din iunie 1964 ținută la Berna. Propunerea română de a se crea un Comitet al neogenului regiunii est-europene a condus la lărgirea organizării cercetărilor pentru cenozoic prin crearea subcomisiei cenozoicului, cu trei comitete : cuaternar, neogen, paleogen.

În subcomisia Lexiconului stratigrafic s-a remarcat că România a fost printre primele țări care a depus materialul pentru volumul care a și fost imprimat.

În Comisia hărții metalogenetice a Europei, delegatul român (D a n R ă d u l e s c u) a participat la discuțiile asupra legendei hărții Europei și asupra hărții fierului.

În grupul de lucru pentru terminologia metalogenetică s-au făcut propuneri pentru fixarea caracterului lexiconului care se va întocmi.

În Comisia hărții geologice a Europei, scara 1 :1 500 000, a fost prezentată harta geologică a Republicii Socialiste România, care va fi inclusă în harta Europei ; ea a fost discutată cu reprezentanții țărilor din Europa centrală și de est și foarte bine apreciată.

În Uniunea internațională de paleontologie, acad. M. G. F i l i p e s c u a fost ales în comitetul executiv.

Delegația României a înaintat cerere de afiliere a mineralogilor români la Asociația internațională de mineralogie, cerere care a fost aprobată.

Delegații români au participat și la consiliul pentru studiul rolului geochimiei în reuniunile științifice internaționale, unde s-a hotărît înființarea Asociației internaționale de geochimie.

5. Lucrările congresului au fost completate prin numeroasele excursii geologice care au fost organizate în diferitele regiuni ale Indiei. Excursiile geologice constituie de fapt scopul principal al congreselor geologice internaționale. Ele dau ocazia oamenilor de știință să cunoască nemijlocit, pe teren, realizările geologilor țării-gazdă, să cunoască poporul și cultura sa.

Excursiile au fost dirijate în Himalaya, în zonele petrolifere din Assam și Gujarat, în zona revărsărilor de bazalte de platou din Deccan, în zonele miniere ale Indiei peninsulare cu mine de cărbuni, fier, mangan, cupru, uraniu, smaragde, în zona charnockitelor și a zăcămintelor de aur din partea de sud a Indiei (Madras și Mysore).

Delegații români au participat, pe grupe, la patru din excursiile organizate cu prilejul congresului.

Ei au avut astfel prilejul să cunoască elemente din geologia Indiei în zona de platformă a peninsulei, în zonele muntoase din Himalaya și în zona petroliferă din Assam.

În cinstea delegației noastre, ambasada Republicii Socialiste România a dat o recepție la care au participat peste 200 de invitați din toate țările, cu care ocazie s-au strîns legăturile cu numeroși oameni de știință, care s-au arătat interesați să cunoască țara noastră.

6. Ca urmare a lucrărilor care se desfășoară în cadrul congresului și al Uniunii internaționale a Științelor Geologice și a hotărîrilor adoptate la New Delhi, organizațiilor geologice din țara noastră le revin importante contribuții care reprezintă aportul României la rezol-

varea diverselor probleme geologice cu caracter european sau mondial. Iată pe cele mai însemnate dintre acestea :

a) Elaborarea de materiale necesare unor lucrări cu caracter internațional, de exemplu :
ediția a II-a a Lexiconului stratigrafic ;
macheta hărții paleogeografice a României pentru mezozoic ;
harta metalogenetică a României pentru harta metalogenetică a Europei.

b) Întocmirea unui program de lucrări geologice și geofizice, care să reprezinte participarea României la Proiectul părții superioare a mantalei terestre ;

c) Pregătirea excursiilor care se vor desfășura în țara noastră în legătură cu sesiunea a XXIII-a a Congresului Internațional de geologie din 1968 de la Praga.

Al. Codarcea

CONGRESUL ASOCIAȚIEI GEOLOGICE CARPATO-BALCANICE

55(05)

Asociația geologică Carpato-Balcanică a ținut cel de-al VII-lea congres în Bulgaria, între 1 și 16 septembrie 1965, sub președinția acad. I. Iovcev, președintele Direcției geologice centrale. Au participat 96 de delegați oficiali ai țărilor membre, precum și numeroși delegați ai organizațiilor geologice, geologi veniți prin organizațiile turistice și invitați din Anglia, Austria, Belgia, Franța, R. D. Germană și R. F. Germană.

În timpul congresului au avut loc sesiunea științifică de comunicări, reuniuni ale comisiilor permanente ale Asociației geologice Carpato-Balcanice și excursii în principalele unități geologice de pe teritoriul R. P. Bulgaria.

Ședința festivă de deschidere a congresului a avut loc în clădirea Comitetului Central al Partidului Comunist Bulgar.

Ziua a doua a fost consacrată ședinței plenare, în care acad. E. Boncev și acad. I. Iovcev au prezentat o vedere de ansamblu asupra structurii geologice și asupra resurselor minerale ale R. P. Bulgaria.

Acad. E. Boncev a descris sumar unitățile mari :

Platforma moesică, Prebalcanii, Stara Planina — Sredna Gora, Carpații Meridionali, Krajstidele și Masivul Rodopilor, a scos în evidență importantele dislocații longitudinale care separă aceste unități, apoi fracturile transversale majore și fracturile mai puțin importante, ceea ce i-a permis o raionare geologică de detaliu a blocurilor rezultate și o caracterizare generală de structură în mozaic a teritoriului R. P. Bulgaria.

Acad. I. Iovcev a trecut în revistă toate resursele minerale ale țării, evidențiind rezultatele principale obținute de geologii bulgari în prospectarea și explorarea structurilor favorabile.

Aceste prezentări sintetice ale specialiștilor bulgari au pus în curent participanții la congres cu trăsăturile generale ale geologiei lanțului Balcanilor și a regiunilor învecinate și cu acumulările de substanțe minerale utile, fiind o bază de discuție asupra structurii geologice a țării și un prețios material documentar pentru urmărirea problemelor ridicate în timpul excursiilor.

Sesiunea de comunicări științifice s-a desfășurat în localul universității (3, 6 și 7 septembrie), în următoarele 6 secții : 1. Geotectonică, 2 a. Stratigrafie și paleontologie, 2 b. Litologie, 3.Mi-

neralogie, petrologie, geochimie, zăcăminte de minereuri, 4. Geologia combustibililor minerali, 5. Hidrogeologie și geologie inginerească, 6. Geofizică.

Din prezidiul secțiilor au făcut parte și delegații români : acad. Sabba Ștefănescu, prof. D. Giușcă, D. Paraschiv, D. Patrulius.

Au fost prezentate peste 300 de comunicări, 282 fiind deja publicate de către comitetul de organizare la începerea congresului ; 63 de comunicări revin geologilor români. La ședințe au luat parte circa 500 de delegați și oaspeți, susținîndu-se 160 de comunicări, din care 11 ale geologilor români.

La secția de geotectonică, discuțiile au privit în principal argumentarea concepției în pînze de șariaj a sistemului Carpato-Balcanic și elaborarea unei noi teorii a acestui edificiu cutat, cu nuclee mediane, jucînd rol de megaanticlinorii. Concepția în pînze de șariaj a fost susținută de geologii polonezi, români și o parte dintre geologii sovietici, precum și de invitații din țările vestice.

Alte lucrări, între care cele susținute de I. Pătruț, D. Paraschiv, F. Olteanu și M. Molnar asupra Platformei Moldovenești și a prof. St. Wdowiarz asupra poziției zonei interne a depresiunii precarpatice în arcul carpatic, s-au referit la structura unităților din vorland și la raporturile acestora cu depresiunile adiacente.

Tot la această secție s-a expus o nouă ipoteză asupra legilor de formare a rocilor și concentrațiilor metalifere în regiunea Bazinului Panonic, plecînd de la tectonica de geotumori actualizată prin datele geofizice, care au arătat că suprafața Mohorovicic se ridică mult în această zonă.

La secția de stratigrafie și paleontologie și la subsecția de litologie, geologii români au susținut în ședință 3 comunicări :

Cuvertura pale ogen-mezozoică a platformei podolo-ruse sub șariajele carpatice (D. Patrulius și I. Chiriac), *Flișul titonic neocomian din Carpații români* (D. Patrulius, D. Jipa, M. Ștefănescu), *Puncte de vedere privitoare la orizonturile reper din oligocenul din Maramureș și NE Transilvaniei* (F. Codarcea).

Lucrările de micropaleontologie au fost susținute separat într-o reuniune cu caracter de colocviu, în cursul căreia micropaleontologii au avut și posibilitatea unui schimb de experiență prin examinarea celulelor cu microfaună. S-a dat o atenție deosebită problemelor de microstratigrafie.

Preocupările de ordin general, care au reeșit din temele tratate au fost :

— elaborarea de scheme ample, de corelație, îmbrățișînd una sau mai multe unități de primul rang (Balcanii, Crimeea, Caucazul, Platforma Rusă) ;

— studii biostratigrafice avînd drept scop o definiție mai riguroasă a limitelor între anumite etaje ale mezozoicului ;

— nomenclatura stratigrafică a jurasicului cu comentarii privind limitele între seriile jurasice ;

— studii de microfacies cu atenție sporită pentru algele calcaroase, calpionelide, foraminiferele din calcare ;

— micropaleontologia triasicului.

La subsecția de litologie s-au prezentat lucrări privind studiul detaliat litologic și sedimentologic al formațiunilor de fliș din Carpați și Balcani. În ceea ce privește domeniul flișului carpatic, s-au adus date interesante asupra paleosurselor de alimentare a bazinului de sedimentare în timpul cretacicului, precum și a direcțiilor principale de transport în bazin. S-a evidențiat din nou direcția oblică și longitudinală a curenților de fund față de axa bazinului, ceea ce a confirmat ideea deja în circulație a alimentării bazinului pe la capete. S-au prezentat și

exemple de eroziune submarină în flișul Carpaților. Totodată s-a examinat originea unor orizonturi litologice reper din flișul paleogen și determinarea adîncimii mării flișului prin studiul microfaunei și în special al globigerinelor.

La secția de mineralogie, petrografie, geochimie și zăcăminte de minereuri au fost prezentate și lucrări de geotermometrie și de vîrstă absolută.

Geologii români au susținut următoarele comunicări : *Caracteristicile structurale ale zăcămintelor metalifere din Carpați* (M. Socolescu, A. Gurău, M. Dimitrescu, V. Catană), *Fenomenele hipogene și activitatea magmatică în Carpați* (M. Socolescu, A. Gurău, M. Dimitrescu), *Caracterele chimice ale rocilor provinciei banatitice* (D. Giușcă, G. Cioflica, H. Savu), *Geochimia proceselor de alterație hidrotermală a rocilor banatitice de la Moldova Nouă* (V. Ianovici, D. Giușcă, J. Ionescu), *Studiul geologic, petrografic și hidrogeologic al zăcămîntului de fier de la Mădăraș* (V. Popovici), *Asupra vîrstei absolute a formațiunilor cristaline din Platforma Moldovenească și Dobrogea sudică* (D. Giușcă, V. Ianovici, M. Soroiu, C. Anastase, S. Mînzatu).

Menționăm de asemenea contribuția adusă la studiul granitoidelor din Sredna Gora și Balcanul occidental, al formațiunilor magmatice terțiare din Balcani, al vulcanitelor terțiare din Bulgaria. Au fost prezentate date asupra a numeroase zăcăminte din țările membre, de pildă Kutna Hora și B. Stiavnica (Cehoslovacia), Celopec (Bulgaria), precum și asupra epocilor metalogenetice privind teritoriul Iugoslaviei. Zonalitatea proceselor de alterație hidrotermală a fost studiată de cercetătorii sovietici, bulgari și români.

Se remarcă și încercările de paralelizare între petrografia Bulgariei și Gruziei (G. S. Dzotzenidze) între zăcămintele din Alpi și din arcul Carpato-Balcanic (W. E. Petraschek).

Acad. Semenenko a prezentat corelarea formațiunilor geologice din Carpați și teritoriile învecinate pe baza determinărilor de vîrstă absolută. D-sa a menționat în expunere și datele obținute în lucrarea de colaborare cu tov. Marcela Dessila-Codarcea *Interpretarea geologică a datelor de vîrstă absolută obținute prin metoda potasiu-argon asupra formațiunilor cristaline din Carpații Meridionali și Dobrogea.*

La secția de geologia combustibililor minerali principalele probleme privind geologia petrolului au fost :

a. Formarea și distribuția acumulărilor de hidrocarburi

b. Studiul zăcămintelor de țiței și gaze din Bulgaria

c. Geochimia zăcămintelor de petrol din Bulgaria.

K. Zytko a susținut că toate hidrocarburile din depresiuni și platforme s-au format în fosa miocenului inferior, în condiții de temperatură și presiune înaltă, în timpul orogenezelor stirice. Ca urmare a mișcărilor ulterioare s-a produs migrarea lor în formațiunile din depresiune și platformă.

St. Wdowiarz a arătat importanța depozitelor mezozoice din Carpați și vorland pentru acumularea petrolului și gazelor naturale, subliniind că ponderea mezozoicului în producția totală a R. P. Polone este de 25%, cele mai importante zăcăminte mezozoice fiind în depozite jurasice.

Geologii bulgari au arătat că în ultimii ani s-au descoperit în platforma moesică zăcămîntul de țiței de la Dolen Dîbnik (Plevna) din triasic, iar în Prebalcani zăcămîntul de gaze de la Ciren din triasic și liasic. Geologii bulgari consideră că petrolul a migrat din depozitele carbonifere situate în depresiunea Lomului.

Cercetările geochimice în R. P. Bulgaria s-au dezvoltat considerabil. Pe baza raportului *He/A*, considerat ca un indice caracteristic al condițiilor zonelor profunde, E. Penceva

și P. Petrov au căutat să stabilească vîrsta diferitelor zăcăminte de hidrocarburi. În alte comunicări s-a arătat că cel mai ridicat conținut în bitum se găsește în albian, jurasic mediu și triasic mediu, aceste formațiuni putînd fi considerate ca generatoare de hidrocarburi.

Studiul chimic al apelor de zăcămînt a permis să se desprindă o serie de anomalii datorate condițiilor structurale, litologice și hidrogeologice.

La secția de hidrogeologie și geologie inginerească, principalele probleme dezbătute au privit distribuția apelor subterane în lanțul Carpato-Balcanic, caracteristicile geologice inginerești ale sedimentelor cuaternare în sistemul Carpato-Balcanic, alunecări de teren și măsuri de prevenire.

La secția de geofizică au fost prezentate rapoarte generale privind cercetarea scoarței și a mantalei superioare prin seismografie de adîncime (prof. D. Prosen) și studiile de paleomagnetism (dr. Stefanovici), probleme care figurează permanent în activitatea secției.

Au mai fost susținute : *Rezultatele seismosondajelor în scoarță executate în Ucraina* (Sollogub), *Profile seismice prin refracție în Rusia subcarpatică* (Trufimova), *Prospecțiuni executate prin metoda corpului încărcat în diferite regiuni din Bulgaria*, prospecțiuni geofizice complexe pentru localizarea structurilor în formațiunile sedimentare din nordul Bulgariei.

Acad. Sabba Ștefănescu a prezentat comunicarea privind *Prospectarea electrică prin metoda emițătoarelor încrucișate*, care a interesat în mod deosebit cercul de specialiști.

Excursiile au fost efectuate pe două itinerarii deosebite. Prima excursie, intercalată între lucrările pe secții, s-a desfășurat pe traseul Sofia-Belogradcik, reprezentînd un profil transversal prin Sredna Gora, Stara Planina, Prebalcani și Platforma moesică.

Între 8 și 16 septembrie 1965 a avut loc excursia principală. Aflorimentele examinate în Balcani, Prebalcani și Platformă au pus multe probleme de ordin cronostratigrafic și tectonic. Discuții cu totul deosebite s-au purtat în special cu privire la structura Balcanilor. În timp ce geologii bulgari prezintă raporturile dintre unitățile tectonice ca raporturi de juxtapunere de-a lungul faliilor profunde, majoritatea celorlalte delegații au interpretat aceste raporturi ca rezultînd din pînze de șariaj, structura fiind complicată ulterior prin formarea de grabene.

Delegații au vizitat zăcămîntul de la Dolen Dibnik.

Alți excursioniști au parcurs îndeosebi Sredna Gora și au vizitat zăcămintele de cupru de la Medet, Panaghiurište, Vlaikov Vrăh, zăcămîntul de baritină de la Stara Zagora, nisipurile cu titano-magnetit de la Burgas, zăcămîntul de cupru de la Vîrli Briag, precum și zăcămîntul de minereu manganifer din regiunea Varna. S-au observat iviri interesante în monzonite și sienite laramice, la Plovdiv, pe valea Ropotamo și pe marginea lacului de acumulare din valea Isker, iviri de andezite senoniene și roci alcaline (burgasite) rezultate din acestea prin metasomatoză alcalină. S-au examinat și cîteva iviri de granitoide hercinice, îndeosebi în regiunea Kazanlîk—Hisar, ceea ce a prilejuit o expunere asupra structurii acestor corpuri plutonice.

În timpul Congresului au avut loc reuniunile comisiilor permanente ale Asociației Carpato—Balcanice, în care s-au dezbătut rapoartele de activitate și s-au făcut propuneri care au fost supuse aprobării Adunării generale în ziua de 18 septembrie la Varna.

Ședința de închidere a lucrărilor congresului a avut loc la Varna. Șefii delegaților au scos în relief realizările geologilor bulgari, importanța reuniunii pentru colaborarea țărilor membre și au exprimat felicitări pentru reușita deplină a congresului, mulțumind guvernului R. P. Bulgare, președintelui congresului acad. I. Iovcev, membrilor comitetului de organizare a congresului și geologilor bulgari participanți pentru primirea caldă și atmosfera prietenească care a domnit tot timpul lucrărilor.

D. Giușcă

AL 9-LEA COLOCVIU EUROPEAN DE MICROPALEONTOLOGIE ELVEȚIA, 1—13 SEPTEMBRIE 1965

55(05)

Delegați ai micropaleontologilor din Europa, atît ai acelora care lucrează în institute de cercetări, cît și ai acelora din institutele de petrol, se întîlnesc o dată la doi ani pentru a-și transmite direct și a discuta noile rezultate obținute, noile metode de lucru elaborate, pentru a se cunoaște și a stabili colaborări.

În 1963, la Viena, în cadrul celui de-al 8-lea colocviu, s-a hotărît ca următoarea întîlnire a micropaleontologilor europeni să aibă loc în Elveția.

Comitetul de organizare, avînd în frunte pe prof. H. Schaub din Basel, și-a propus să prezinte micropaleontologilor din Europa, într-o aplicație pe teren, rezultatele și stadiul cercetărilor lor, să discute împreună problemele de micropaleontologie care îi preocupă și să ofere acestora posibilitatea de a colecționa eșantioane cu microfaună din unele formațiuni clasice, mezozoice și terțiare, din Elveția.

Numărul participanților, inclusiv cîțiva invitați din celelalte continente, a fost de 130. Au fost prezente la această reuniune personalități de frunte ale micropaleontologiei, printre care prof. M. Reichel, prof. H. Schaub, prof. J. Klaus, prof. H. Bolli (Elveția), prof. Fr. Brotzen (Suedia), prof. J. Cuvillier, dr. J. Sigal (Franța), dr. C.W. Drooger, dr. J. Hofker (Olanda), prof. M. E. Glaessner (Australia), prof. Raussev-Cernousova (U.R.S.S.), prof. V. Pokorny (Cehoslovacia), prof. K. Pozaryska (Polonia), prof. E. Montanaro-Gallitelli (Italia), prof. H. Hagn, prof. H. Hiltermann (R. F. Germană) etc.

Aplicarea pe teren, partea principală a colocviului, a început mai întîi prin examinarea aflorimentelor rupelianului (Septarienton) cu foraminifere și nanoplancton din împrejurimile orașului Basel, apoi cu eșantionarea doggerului superior și a malmului inferior din Jura argoviană și Jura berneză. A fost evocată, cu această ocazie, figura lui A. Gressly, care a emis noțiunea de „facies" pentru a ilustra sincronismul dintre calcarele „rauraciene" și marnele „argoviene" în această regiune.

Excursia de studiu a continuat cu un mare circuit geologic care a traversat, timp de opt zile, Jura tabulară, Jura cutată, molasa de platou, avantfosa alpină, Prealpii romanzi, pînza Prealpilor mediani, pînzele pennine, helvetice și ultrahelvetice.

Au fost examinate și eșantionate, în această aplicație, cîteva dintre cele mai bune secțiuni geologice, în ceea ce privește condițiile de aflorare și conținutul micropaleontologic caracteristic.

În domeniul Jura au fost vizitate : rupelianul argilos cu ostracode de la Delémont ; valanginianul superior și hauterivianul cu calcare cu ostracode și trocholine de la Landeron ; valanginianul calcaro-marnos de la Valangin și hauterivianul marnos de la Hauterive ; cretacicul mediu de la Vraconne cu microfaună distribuită pe zone macropaleontologice.

În domeniul Prealpilor mediani, au fost examinate printre altele : la Les Rontins, formațiunea clasică „Couches rouges" (cenomanian-santonian) cu specii de *Hedbergella*, *Rotalipora*, *Praeglobotruncana* și *Globotruncana*, iar în valea Simme, aflorimentele suitei geosinclinale numită de Studer (1827) „flysch".

La sud de lacul Thun, în pînzele pennine, a fost examinat flișul maestrichtian de Niesen, predominant detritic, cu *Orbitoides* și *Siderolites*.

În cuprinsul pînzelor helvetice au fost examinate : calcarele turoniene de Seever și eocenul neritic cu numuliți, transgresiv pe șisturile de Amden ; la Guber gresia de Guber cu discocicline paleocene ; în valea Grosse Schliere un fliș tipic paleocen-eocen inferior cu numuliți, discocicline și nanoplancton ; pe muntele Pilatus, urgonianul cu orbitoline ; la Alpnachstad, șisturile marnoase cu globigerine din eocenul superior („Globigerinenschiefer"), iar la Steinbach, depozite clasice ale paleocenului și eocenului alpin. Participanții au putut urmări o detaliată orizontare a eocenului pînzelor helvetice.

La capătul acestui circuit geologic, la Rossbach și Amden, au fost examinate frumoase secțiuni în depozitele bogate în microfaună ale cretacicului superior calcaros, cu sedimentare continuă între toate etajele.

Colocviul s-a încheiat cu o excursie în Tessinul meridional, pentru examinarea cunoscutei suite apțian-cenomaniene, numită „Scaglia", printre primele studiate în Europa din punctul de vedere al conținutului în foraminifere planctonice.

Al 9-lea Colocviu european de micropaleontologie a ocazionat un larg și fructuos schimb de păreri între diferiții specialiști pe care i-a întrunit.

Între elementele conclusive ale acestei întîlniri, cîteva trebuie subliniate :

— Accentuarea tendinței de specializare a cercetătorilor pe grupuri sistematice mari și, în cadrul acestora, pe unități de vîrstă.

— Creșterea utilității analizei micropaleontologice pentru studiile stratigrafice pe măsura avansării studiilor de morfologie și filogenie a diferitelor grupuri de microfosile.

— Solicitarea datelor acestei științe la rezolvarea unor probleme delicate de stratigrafie paleontologică (delimitarea unităților biostratigrafice în relație cu evoluția microfaunelor, noțiunile de etaj, subetaj, zonă etc.).

Studiile de micropaleontologie au devenit indispensabile pentru studiile stratigrafice de detaliu.

S-a hotărît ca viitorul colocviu european de micropaleontologie, al 10-lea, jubiliar, să aibă loc în Polonia, în anul 1967.

G. Bombiță

COLOCVIUL ASUPRA TECTONICII REGIUNII CUTATE ALPINE DIN EUROPA ȘI ASIA MICĂ

(U.R.S.S. ; SEPTEMBRIE — OCTOMBRIE 1965)

55(05)

Din inițiativa Comisiei hărții tectonice internaționale a Academiei de Științe a U.R.S.S. și a Institutului geologic al Academiei de Științe a R.S.S. Gruzine s-a desfășurat, între 24 septembrie și 7 octombrie 1965, Colocviul asupra tectonicii regiunii cutate alpine din Europa și Asia Mică. Din partea României a participat o delegație condusă de acad. prof. Alexandru Codarcea din care au făcut parte : Marcela Dessila-Codarcea și Mircea Săndulescu, de la Institutul geologic. Colocviul a avut loc la Tbilissi și a fost completat cu excursii în diferite regiuni din R.S.S. Gruzină.

Scopul colocviului a fost de a discuta problemele mai importante ce privesc structura tectonică a diferitelor sectoare ale regiunii cutate alpine (Pirinei, Alpi, Carpați, Dinarici, Bal-

cani, Caucaz etc.), precum și de a analiza principiile care vor sta la baza întocmirii celei de-a doua ediții a hărții tectonice internaționale a Europei, scara 1 :2 500 000.

Desfășurarea lucrărilor s-a făcut în trei părți : în prima parte (24—25 septembrie) au avut loc ședințe de comunicări, urmate de discuții, în care s-au prezentat lucrări privitoare la structura tectonică a Caucazului și a regiunilor învecinate, a doua parte (26 septembrie — 3 octombrie) a fost consacrată excursiilor, iar în a treia parte (4 octombrie — 7 octombrie) au fost prezentate lucrările generale, privind tectonica sistemului Alpino-Himalaian.

În prima parte au fost prezentate o serie de comunicări interesante, dintre care sînt de relevat cele privind structura de ansamblu a Gruziei (P. D. Gamkrelidze), neotectonica Caucazului (Tsagareli și colab.), asupra metamorfismului (G.M. Zaridze,) asupra evoluției magmatismului în Caucaz (G. S. Dzoțenidze, E. E. Milanovski), precum și cu privire la structura scoarței terestre și a mantalei superioare în zona Caucazului și Mării Negre (B. K. Balavadze și colab.).

Discuțiile pe care le-au stîrnit aceste comunicări s-au referit, printre altele, la problemele de neotectonică, existînd controverse asupra limitei inferioare a acestora, a amplitudinii și formei lor, precum și a termenului însuși. De asemenea s-a discutat problema modului de zăcămînt a rocilor ofiolitice în depozitele care le conțin astăzi, precum și asupra metamorfismului. În acest sens, interesantă a fost ipoteza susținută de geologul sovietic Kniper (Moscova), care presupune că rocile ofiolitice au totdeauna o vîrstă mai veche decît a rocilor în care se găsesc, fiind aduse aici deja în stare solidă (extruzii tectonice).

În a doua parte a colocviului, delegația țării noastre a participat la două din cele trei excursii organizate simultan, și anume : acad. prof. Al. Codarcea și Marcela Dessila-Codarcea au participat la excursia A, iar Mircea Săndulescu la excursia C și la o excursie suplimentară pe o parte a traseului A.

În excursia A s-au examinat profile care traversau zona de înecare orientală a masivului Georgian, sistemul cutat al flancului sudic a Caucazului Mare, anticlinoriul catenei principale a Caucazului Mare și flancul nordic al acestuia în lungul drumului militar georgian care traversează întregul lanț muntos, masivul Djiruli (care constituie partea ce aflorează a masivului Georgian) și partea de nord a sistemului cutat Ponto-Trialetian în regiunea Borjomi. Excursia C a traversat profile situate în zona de înecare orientală și occidentală a Masivului Georgian, în Masivul Djiruli, în zona de trecere de la Masivul Djiruli la sistemul cutat al flancului sudic al Caucazului Mare, precum și acesta din urmă în bazinele rîurilor Rioni și Liahvi și, în sfîrșit, partea nordică a sistemului cutat Ponto-Trialetian în zona Gori-Ateni. În aceste excursii s-a putut lua cunoștință de aproape toate formațiunile care iau parte la alcătuirea Caucazului și a blocului Georgian, precum și cu problemele privind structura acestora.

Din anticlinoriul central al Caucazului Mare s-au examinat pe profilul văii Terek în regiunea vîrfului Kazbek, în nucleul său, granite de vîrstă paleozoic superioară, regenerate în jurasicul mediu (după determinări de vîrstă absolută) și depozite liasice, dintre care cele liasice inferioare slab metamorfozate.

Pe versantul nordic al Caucazului s-au examinat formațiunile mezozoicului dezvoltate în faciesul carbonatic, pentru a se demonstra deosebirea de flancul sudic, în care variațiile de facies și structura sînt mult mai complicate. Flancul sudic a oferit posibilitatea de a examina formațiuni de fliș jurasic superior și cretacic (inferior și superior) de diferite tipuri (fliș calcaros, fliș șistos-grezos etc.). Aceasta a prilejuit o serie de discuții și schimburi de păreri interesante cu privire la noțiunea de fliș și modul de interpretare a acestei noțiuni la categorisirea diferitelor serii litologice.

În regiunea pitorească a vîrfului Kazbek (5 047 m) au putut fi examinate o serie de aspecte ale activității vulcanice foarte tinere, urmărindu-se raporturile între scurgerile de lavă și

morenele glaciațiilor cuaternare. Vîrful Kazbek este de altfel un con vulcanic care se ridică în mijlocul unei foarte mari caldere.

Un alt subiect interesant al acestor excursii a fost urmărirea variațiilor de facies de la blocul Georgian spre flancul sudic al Caucazului, adică de la o regiune stabilă la una de geosinclinal. Variațiile de facies și de grosime, foarte caracteristice, ale seriilor jurasice superioare au ilustrat foarte clar deosebirea funcțională dintre blocul Georgian și geosinclinalul Caucazului. Această trecere a fost ilustrată și din punctul de vedere al variației stilurilor tectonice, de la cute largi în formă de cufăr (pe blocul Georgian) la cute solzi (din flancul sudic al Caucazului).

Din excursiile făcute s-a putut obține o imagine de ansamblu asupra structurii tectonice a sistemului cutat al flancului sudic al Caucazului Mare, în care se disting o serie de unități longitudinale între care există raporturi tectonice. În legătură cu aceste raporturi s-au purtat lungi și animate discuții privind natura lor ; unii participanți fiind adepții unor contacte verticale legate de falii de adîncime, alții (printre care și noi) privind aceste raporturi ca fiind șariaje mai mult sau mai puțin importante.

Masivul Djiruli a fost examinat în partea sa centrală și de sud. Au fost prezente mai multe profile în cuvertura sa sedimentară, care începe cu liasicul inferior și se continuă cu cîteva întreruperi pînă la cretacicul superior. Din soclul cristalin s-au putut observa în cîteva puncte granitele care alcătuiesc cea mai mare parte a acestuia. Există două generații de granite, unele paleozoice superioare și altele jurasice medii. A fost relevat faptul că granitele paleozoice sînt intruse mult după faza de cutare principală a șisturilor cristaline, care este baicaliană. Un caracter tipic al cuverturii blocului Djiruli este prezența a numeroase discordanțe. Astfel, una se află în baza liasicului inferior care îmbracă un facies detritic, alta la baza kimmeridgian-titonicului care are un facies lagunar pestriț, altă transgresiune este cea a barremianului în facies urgonian etc. O serie de discuții s-au purtat în legătură cu poziția masivului în raport cu sistemul cutat al Caucazului Mare și cu sistemul cutat Ponto-Trialetian, între care acesta este cuprins. Au existat două păreri : după unii Masivul Djiruli ar fi un masiv median, după alții (printre care și noi) el ar reprezenta vorlandul celor două sisteme.

Din sistemul cutat Ponto-Trialetian a fost examinată doar marginea sa nordică și contactul cu zona molasică de înecare orientală a Masivului Georgian. Formațiunile examinate au fost cele paleogene, dezvoltate în facies de fliș și wildfliș, cu numeroase manifestații vulcanice bazice (în eocenul mediu), care conferă acestui sistem caracterul de zonă eugeosinclinală. Contactul cu Masivul Georgian este de natură tectonică, amploarea încălecării marginii nordice a sistemului Ponto-Trialetian fiind o problemă încă discutată.

Pe lîngă aspectul geologic, excursiile au avut și o latură istorico-etnografică, dînd posibilitate participanților să ia cunoștință cu vestigiile istoriei milenare a Gruziei și cu realizările remarcabile de astăzi, precum și cu obiceiurile și folclorul acestui popor.

Între 4 și 7 octombrie s-au continuat, la Tbilissi, ședințele de comunicări și discuțiile. Au fost prezentate o serie de comunicări asupra diferitelor probleme legate de structura și evoluția sistemului cutat Alpino – Himalaian. De asemenea s-au prezentat hărțile tectonice ale Americii de Nord (P. King) și a Africii de nord (G. Choubert, A. Faure-Muret). Au fost comunicate o serie de lucrări privind tectonica Alpilor (J. Goguel), a Pirineilor (M. Mattauer), a Carpaților (M. Mahel, V. E. Hain și V. I. Slavin, M. Săndulescu), a Balcanilor (A. Atanasov și colab.), a Turciei (I. Ketin) și în sfîrșit a Iranului și Himalaiei (I. Stöklin, A. Gansser, D. K. Ray). Au mai fost prezentate două comunicări privind propuneri pentru legenda hărții tectonice internaționale a Europei (A. A. Bogdanov și colab., H. K. von Gaertner). Discuțiile au fost ample,

și pe lîngă o serie de probleme cu caracter local, au fost dezbătute probleme generale privind noțiunile fundamentate ale tectonicii. Astfel o problemă mult controversată a fost aceea a eu- și mio-geosinclinalelor, o bună parte din delegați subliniind greutățile și caracterul convențional al separării acestora. De asemenea s-au purtat discuții asupra noțiunii de masiv median, fiind interesante din acest punct de vedere rezultatele cercetărilor din Turcia și Iran, comunicate în ședințe, din care rezultă că masivele Anatoliei și a Iranidelor sînt zone de metamorfism mezozoic și nu blocuri vechi, înglobate în regiunile respective de cutare.

O contribuție interesantă la lămurirea corelațiilor tectonice a fost adusă de cercetările geofizice din Marea Neagră (V. P. Goncearov și colab.). Cu această ocazie a fost discutată și problema legăturii cutărilor alpine din sudul Crimeii cu cele din Dobrogea de nord sau din Balcani.

Harta tectonică a României, prezentată într-una din ședințe, a fost primită cu interes, iar delegația noastră a participat activ la discuțiile din timpul comunicărilor și din excursii.

În încheierea colocviului a fost redactată o rezoluție din care se desprinde concluzia necesității întocmirii unei a doua ediții a Hărții tectonice internaționale a Europei, a cărei redactare să se facă pe baza unei ample analize a propunerilor fiecărei țări. De asemenea s-au fixat o serie de reuniuni internaționale care să studieze problemele privind tectonica fundului mărilor (în Franța), tectonica Asiei Mici și Iranului (în Turcia și Iran) etc.

Colocviul asupra tectonicii regiunii de cutare alpine din Europa și Asia Mică a fost o manifestare internațională importantă, în care s-au dezbătut probleme fundamentale ale geotectonicii și geologiei structurale. Participarea delegației române a fost foarte utilă, pentru că s-a putut face cunoscut punctul de vedere al geologilor români într-o serie de probleme și pentru că s-au obținut o serie de informații generale importante cu privire la problemele teoretice controversate din geologia mondială.

M. Săndulescu

AL III-LEA SIMPOZION INTERNAȚIONAL DE VULCANOLOGIE
NOUA ZEELANDĂ, NOIEMBRIE—DECEMBRIE 1965

55(05)

După întîlnirile din Italia (1960) și Japonia (1962), Asociația internațională de vulcanologie a organizat la sfîrșitul anului 1965 cel de-al III-lea simpozion în Noua Zeelandă. Ceea ce a determinat acceptarea invitației geologilor neozeelandezi a fost nu numai interesul pentru o regiune vulcanică mai puțin cunoscută specialiștilor din restul lumii, cît mai ales dorința generală de a examina, în zonele în care au fost descrise pentru prima oară, ignimbritele, aceste roci atît de discutate în ultimii ani.

Participarea unor reprezentanți din 22 de țări, printre care personalități ca A. Rittmann (Italia), T. G. Sahama (Finlanda), V. I. Vlodaveț (U.R.S.S.), H. Kuno (Japonia), J. Goguel (Frața) a făcut ca discuțiile purtate să constituie contribuții substanțiale la rezolvarea multor probleme de specialitate. Simpozionul a avut două teme: a) vulcanismul riolitic și ignimbritele și b) utilizarea energiei geotermice; acestea au fost tratate în 124 de lucrări dintre care 60 au fost expuse oral.

Lucrările prezentate au examinat aspecte variate ale acestor două teme, ca și probleme conexe de interes mai general. Ipoteza existenței a două magme, conținutul de elemente-urmă

în andezite și concluziile care se pot trage în legătură cu originea magmei andezitice, cristalizarea fracționată în diverse sisteme, datarea rocilor vulcanice prin metoda argon-potasiu, posibilitățile de existență a ignimbritelor în lună, iată cîteva dintre problemele care au fost mai amplu discutate.

Așa după cum s-a precizat în numeroase ocazii în cursul simpozionului și după cum se poate ușor sesiza din menționarea temelor propuse și a problemelor discutate, vulcanologia nu este numai știința vulcanilor activi. A. Rittmann spunea, în mod foarte sugestiv: „Vrem să studiem un organism pe care îl știm foarte complex, dar nu avem în față decît o mică parte din el. Credeți că dacă am cerceta coșul unei locomotive am înțelege alcătuirea și funcționarea ei?". În realitate, tot ceea ce depășind o simplă observație petrografică contribuie la înțelegerea „alcătuirii și funcționării" aparatelor vulcanice, la înțelegerea întregului fenomen, constituie obiectul vulcanologiei.

În cursul lucrărilor simpozionului, care s-au desfășurat în 4 orașe ale Insulei de Nord, au fost făcute mici deplasări pe teren, iar excursii mari au fost efectuate atît înainte, cît și după simpozion. Acestea au reușit să familiarizeze pe participanți cu cele mai de seamă formațiuni și fenomene vulcanice care caracterizează Noua Zeelandă. Au fost examinate aparatul vulcanic Tarawera, a cărui erupție din 1886 a distrus celebrele Terasa Albă și Terasa Roz, constituite din depuneri de silice coloidală — aflorimentele din care Marshall a descris pentru prima oară ignimbritele, cîmpurile de exploatare a vaporilor foarte fierbinți utilizați la producerea energiei electrice etc.

Desfășurarea lucrărilor simpozionului a atras atenția asupra următoarelor probleme de interes general:

1. Confruntarea petrografilor specialiști în roci vulcanice a arătat că termenul „ignimbrit" este încă prea divers utilizat pentru a putea fi definită în mod precis noțiunea corespunzătoare. Geologii europeni au păstrat în cea mai mare măsură conținutul noțiunii pe care Marshall l-a fixat în 1932. Geologii neozeelandezi sînt îndeosebi aceia care au mers cel mai departe în transformarea noțiunii cuprinzînd, astăzi, sub acest nume toate produsele, piroclastice coerente, indiferent de modul în care s-a produs consolidarea lor. Geologii sovietici, pe de altă parte, descriu în mod obișnuit tufo-lave, categorie petrografică neseparată în alte țări și a cărei poziție față de ignimbrite nu este precizată.

2. Valorificarea energiei geotermice este o problemă care preocupă pe geologi atît în regiunile cu vulcanism actual sau recent, cît și în regiunile în care un gradient geotermic scăzut sau condiții tectonice speciale permit încălzirea apelor care circulă în scoarță. Posibilitățile existente de utilizare nu numai a vaporilor supraîncălziți, ci și a apelor cu temperatură sub 100°C, fac ca problema detectării unor asemenea zone să fie urmărită cu deosebită atenție în foarte multe țări.

3. În acțiunea internațională de larg interes a studierii părții superioare a mantalei terestre (Proiectul mantalei superioare), zonele vulcanice recente sînt de o excepțională importanță. Prin cercetarea lor aprofundată se speră a se obține informații prețioase.

Ca în foarte multe alte domenii, și în vulcanologie se încearcă astăzi foarte multe generalizări, sinteze, corelări (cu titlul de curiozitate, aș menționa încercarea pe care o face J. Green — S.U.A. — de a compara dimensiunile orizontale și verticale ale calderelor ca și ale aparatelor vulcanice de a doua generație din interiorul acestora cu dimensiunile craterelor lunare și a proeminențelor din interiorul lor, pentru a desprinde concluzii asupra genezei acestora din urmă); România, avînd regiuni atît de întinse de natură vulcanică, are tot interesul și datoria de a face ca elementele de pe teritoriul său să fie cît mai cunoscute specialiștilor străini, pentru a putea fi considerate în astfel de lucrări.

Dan Rădulescu

M. A. KAŞKAI, *Studiul petrologic şi metalogenetic al Daşkesanului şi al unor zăcăminte de fier din Azerbaidjan*, Moscova, 1965, Edit. Nedra.

Examenul, din punct de vedere petrologic şi metalogenetic, al regiunii Daşkesan din Azerbaidjan este prezentat într-un volum impresionant în care textul depăşeşte 700 de pagini, iar numărul planşelor ajunge aproape la 300. Coordonarea informaţiilor din circa 400 de lucrări sovietice, corelarea şi compararea lor cu circa 150 de lucrări din afara teritoriului U.R.S.S. au condus autorul la alcătuirea unei foarte complexe şi, din multe puncte de vedere, probabil complete imagini geologice a acestei regiuni. Lucrarea este concepută pe o schemă foarte largă, în cadrul căreia şi-a găsit locul atît tratarea problemelor generale de stratigrafie, petrografie cît şi aceea a problemelor de extrem detaliu privind diversele zăcăminte.

În regiunea Daşkesan se dezvoltă una din principalele formaţiuni purtătoare de minereuri de pe versantul nord-estic al Caucazului Mic : formaţiunea intruzivă Daşkesan-Kedabek cu zăcăminte de fier de contact metasomatic, ca şi zăcăminte de sulfuri şi alte minereuri.

Prima parte a lucrării este dedicată studiului acestei formaţiuni şi, în general, a regiunii în care ea se dezvoltă. Elementele de stratigrafie sînt foarte amplu prezentate, dar atenţia principală este acordată produselor magmatice. Pornind de la descrierea acestora sînt apoi abordate probleme fundamentale ale petrologiei ca : modul şi adîncimea de formare a magmelor, adîncimea de consolidare a acestora, hibridizarea etc. În unele cazuri, autorul este obligat să rămînă la consideraţii de ordin cu totul general, în timp ce alteori detalii ale situaţiilor din regiune pot fi utilizate în mod direct la discutarea problemelor.

Variatele aspecte ale procesului de interreacţie dintre masele magmatice şi rocile-gazdă sînt examinate cu deosebită atenţie. În vecinătatea zăcămintelor de fier, efectele de contact şi transformările de natură hidrotermală se resimt pe distanţe de circa 200 m ; în funcţie de natura petrografică a materialelor intrate în reacţie şi a intensităţii proceselor se separă numeroase tipuri de corneene şi skarne, printre care, în cadrul exoskarnelor, şi o rocă amfibolică particulară prin natura mineralului constituent (daşkesanit). Aspectele teoretice ale problemelor de parageneză a skarnelor, de zonare a produselor metasomatozei sînt discutate pe baza unor asemenea date concrete.

A doua parte a lucrării cuprinde descrierea cu caracter monografic a zăcămintelor. În mod deosebit de detaliat a fost examinată alcătuirea lor mineralogică, iar cercetarea prin metode variate a permis descoperirea a două minerale noi : daşkesanitul din grupul hastingsit şi tusiitul din grupul copiapit.

★

St. şi cerc. de geol., geof. şi geogr., Seria geologie, t. 11, nr. 1, p. 275–276 Bucureşti, 1966.

Lucrarea lui M. A. Kaşkai este interesantă din mai multe puncte de vedere. Specialistul sovietic o apreciază, desigur, în primul rînd datorită caracterului său monografic-regional. Cititorul străin, mai puţin interesat din acest punct de vedere, găseşte aici însă preţioase elemente privind metasomatoza şi zăcămintele de contact dintr-o regiune clasică pentru astfel de fenomene şi formaţiuni, ca şi o informare geologică generală pentru regiuni a căror cunoaştere este mai dificilă.

Dan Rădulescu

Revista Studii şi cercetări de geologie, geofizică şi geografie — Seria geologie publică lucrări cu caracter fundamental şi aplicativ din domeniul stratigrafiei, paleontologiei şi tectonicii, precum şi din cel al mineralogiei, petrografiei, metalogeniei şi geochimiei : de asemenea, sînt incluse articole de sedimentologie şi de geofizică, al căror conţinut prezintă implicaţii importante în cunoaşterea formaţiunilor geologice.

NOTĂ CĂTRE AUTORI

Autorii sînt rugaţi să înainteze articolele, notele şi recenziile dactilografiate la două rînduri. Tabelele vor fi dactilografiate pe pagini separate, iar diagramele, schiţele şi hărţile vor fi executate în tuş, pe hîrtie de calc. Tabelele şi ilustraţiile vor fi numerotate cu cifre arabe. Figurile din planşe vor fi numerotate în continuarea celor din text. Se va evita repetarea aceloraşi date în text, tabele şi grafice. Explicaţia figurilor va fi dactilografiată pe pagină separată. Citarea bibliografiei în text se va face prin indicarea numelui autorului şi anului apariţiei lucrării, de exemplu (G. M. Murgoci, 1912). Lista bibliografică se va da în ordinea alfabetică, iar lucrările aceluiaşi autor în ordine cronologică. Titlurile revistelor citate în bibliografie vor fi prescurtate conform uzanţelor internaţionale.

Autorii au dreptul la un număr de 50 de extrase, gratuit.

Responsabilitatea asupra conţinutului articolelor revine în exclusivitate autorilor.

Corespondenţa privind manuscrisele, schimbul de publicaţii etc. se va trimite pe adresa comitetului de redacţie, Calea Victoriei nr. 125 Bucureşti.

1966 DEC 2

LUCRĂRI APĂRUTE ÎN EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

VICTOR TUFESCU, **Modelarea naturală şi eroziunea accelerată**, 1966, 618 p., 40 lei.

GH. NICULESCU, **Munţii Godeanu, Studiu geomorfologic**, 1965, 340 p., XV pl., 1 anexă, 24 lei.

I. ATANASIU, **Cutremurele de pămînt din România**, 1961, 196 p. + 17 pl., 13,70 lei (epuizat).

GH. BOMBIŢĂ, **Contribuţii la corelarea eocenului epicontinental în R.P.Română**, 1963, 116 p. + pl., 6,45 lei.

P. GÎŞTESCU, **Lacurile din R.P.R. Geneză şi regim hidrologic**, 1962, 296 p. + 7pl., 22 lei.

T. IORGULESCU, N. I. NICULESCU şi MARIA PENEŞ, **Vîrsta unor masive de sare din R.P.R.**, 1962, 122 p. + 1 pl., 6,10 lei.

VALERIA MICALEVICH-VELCEA, **Masivul Bucegi. Studiu geomorfologic**, 1961, 152 p. + 18 pl., 17,80 lei.

ION PREDA, **Studiul geologic al regiunii Roşia — Meziad (Munţii Pădurea Craiului)**, 1962, 112 p. + 11 pl., 8,85 lei.

AMALIA SZÖKE şi LIVIA STECLACI, **Regiunea Toroioaga — Baia Borşa. Studiu geologic, petrografic, mineralogic şi geochimic**, 1962, 240 p. + 25 pl., 19 lei.

VICTORIA STIOPOL, **Studiul mineralogic şi geochimic al complexului filonian din Munţii Tibleşului**, 1962, 96 p. + 3 pl., 4,80 lei.

N. VLAICU-TATARÎM, **Stratigrafia eocenului din regiunea de la sud-vest de Cluj**, 1963, 208 p., 24 pl., 15 lei.

ION VELCEA, **Ţara Oaşului, Studiu de geografie fizică şi economică**, 1964, 168 p. + 4 pl., 9 lei.

REVISTE PUBLICATE ÎN EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ ŞI GEOGRAFIE

- SERIA GEOLOGIE
- SERIA GEOFIZICĂ
- SERIA GEOGRAFIE

RÉVUE ROUMAINE DE GÉOLOGIE, GÉOPHYSIQUE ET GÉOGRAPHIE

- SÉRIE DE GÉOLOGIE
- SÉRIE DE GÉOPHYSIQUE
- SÉRIE DE GÉOGRAPHIE

ST. ŞI CERC. GEOL., GEOF. ŞI GEOGR., SERIA GEOLOGIE,
T. 11, NR. 1, P. 1—276, BUCUREŞTI, 1966

I. P. „Informaţia" — c. 3348

43824

Lei 30.—

F1329

REFERÁLVA

STUDII ŞI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE

SERIA
GEOLOGIE

2

TOMUL 11
1966

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

COMITETUL DE REDACȚIE

Redactor responsabil:

Academician AL. CODARCEA

Redactor responsabil adjunct:

Academician N. PETRULIAN

Membri:

ACADEMICIAN G. MURGEANU; ACADEMICIAN M. G. FILIPESCU; V. IANOVICI, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România;
D. GIUȘCĂ, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România;
P. ȘOIGAN — secretar de redacție

Prețul unui abonament este de 60 de lei.

În țară abonamentele se fac la oficiile poștale, agențiile poștale, factorii și difuzorii voluntari din întreprinderi și instituții.

Orice comandă din străinătate (numere izolate sau abonamente) se face prin CARTIMEX, Căsuța poștală 134—135 București, Republica Socialistă România sau prin reprezentanții săi din străinătate.

Manuscrisele, cărțile și revistele pentru schimb, precum și orice corespondență, se vor trimite pe adresa comitetului de redacție al revistei „Studii și cercetări de geologie, geofizică și geografie — Seria geologie".

APARE DE DOUĂ ORI PE AN

ADRESA REDACȚIEI
CALEA VICTORIEI NR. 125
BUCUREȘTI

STUDII ŞI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE
SERIA
GEOLOGIE

TOMUL 11 1966 NR. 2

SUMAR

Pag.

AL. CODARCEA, O sută de ani de cercetări geologice în România 279

AL. CODARCEA şi C. DRĂGHICI, Observaţii geologice în regiunea Polovragi 297

N. PETRULIAN, LIVIA STECLACI, D. SANDU şi FLORICA OROVEANU, Consideraţii geochimice asupra zăcămîntului polimetalic de la Leşul Ursului. Carpaţii Orientali 311

V. IANOVICI, G. PITULEA şi MARIA LEMNE, Contribuţii la studiul zăcămîntului de baritină de la Ostra 331

MARCELA DESSILA-CODARCEA, Căi noi în descifrarea evoluţiei geologice a terenurilor cristalofiliene 341

V. IANOVICI, D. RĂDULESCU, R. DIMITRESCU, H. KRÄUTNER şi O. MIRĂUŢĂ, Harta metalogenetică a României. Scara 1 : 2 500 000 355

T. P. GHIŢULESCU şi M. BORCOŞ, Încadrarea funcţională a magmatismului alpin din Munţii Metaliferi 367

V. IANOVICI şi C. IONESCU, Studiul stratigrafic şi petrografic al regiunii Dămuc 381

G. CIOFLICA, R. JUDE şi G. G. UDUBAŞA, Caracterele structurale şi mineralogice ale complexelor filoniene de la Măgura—Troiţa (Munţii Metaliferi) 389

CONSTANTIN LAZĂR, Contribuţii la cunoaşterea zăcămîntului polimetalic de la Baia de Arieş (Munţii Apuseni) 403

M. G. FILIPESCU şi D. GRIGORESCU, Contribuţii la cunoaşterea faunei cretacice din flişul Carpaţilor Orientali 417

N. GRIGORAŞ, S. PAULIUC şi I. COSTEA, Date noi privind faciesurile paleogenului dintre văile Oituz şi Bistriţa 433

Pag.

GR. RĂILEANU şi N. MÉSZÁROS, Studiul geologic al complexului vărgat inferior din nord-vestul Bazinului Transilvaniei 451

A. G. EBERSIN, I. C. MOTAŞ, N. MACAROVICI şi FL. MARINESCU, Afinităţi panonice şi euxinice ale neogenului superior din Bazinul Dacic 463

V. MUTIHAC, Probleme de stratigrafie şi tectonică privind sinclinalul Rarăului (Carpaţii Orientali) 483

O. MIRĂUŢĂ, Contribuţii la cunoaşterea formaţiunilor paleozoice din partea sudică a Munţilor Măcinului 497

L. CONTESCU, D. JIPA, N. MIHĂILESCU şi N. PANIN, Semnificaţia sedimentologică a faciesurilor flişului paleogen din Carpaţii Orientali 513

GR. ALEXANDRESCU, Stratigrafia „flişului curbicortical" din partea de nord a Moldovei (Carpaţii Orientali) 527

GIANINA CIOFLICA şi GH. POPESCU, Biozonarea depozitelor tortoniene din Bazinul Brad—Săcărîmb 537

St. şi cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie t. 11 nr. 2 p. 277—546 Bucureşti 1966

O SUTĂ DE ANI DE CERCETĂRI GEOLOGICE ÎN ROMÂNIA*

DE

ACADEMICIAN AL. CODARCEA

55(05)

Bogăţiile minerale ale ţării noastre au fost cunoscute încă din antichitate; o atestă urmele mineritului din vremea dacilor şi a romanilor, din Munţii Apuseni. Aurul şi mai tîrziu minereul de fier, cuprul, sarea, cărbunele erau cunoscute şi au constituit obiectul exploatărilor miniere în decursul timpurilor întrerupte de migraţiunea popoarelor şi de războaie şi iarăşi reluate în perioadele de linişte şi prosperitate.

Însemnări asupra unor fenomene naturale cu caracter geologic au apărut însă mult mai tîrziu. În cronicile lui Miron Costin (sec. XVII) se găsesc, pe lîngă menţionarea unor bogăţii ale subsolului Moldovei, reflecţii asupra cauzelor cutremurelor explicate în spirit materialist, ceea ce arată, cu tot caracterul lor naiv, cîmpul larg de preocupări al marelui nostru cronicar. Mai tîrziu, eruditul Dimitrie Cantemir se manifestă ca un adevărat geograf, elaborînd vestita sa *Descriptio Moldaviae*, document de seamă în bibliografia vremii şi în istoria ştiinţelor din ţara noastră, în care descrie şi bogăţiile minerale cunoscute pe atunci, sarea şi păcura.

La începutul secolului al XVIII-lea apar primele însemnări ale unor călători care au vizitat teritoriul celor trei ţări româneşti (Moldova, Transilvania şi Ţara Românească), atraşi de bogăţiile subsolului românesc şi de frumuseţea peisajului ţinuturilor noastre. Lor le datorăm cele dintîi informaţii privind minele de minerale metalifere, ocnele de sare, cărbunii, izvoarele minerale şi altele.

În prima jumătate a secolului al XIX-lea, călătoriile iau caracterul de expediţii şi autorii lor îşi publică jurnalele de călătorie cu rezultatele geologice concretizate sub formă de hărţi geologice colorate, cu caracter mai mult geognostic, cu separarea formaţiunilor geologice şi însemnarea diverselor minerale şi roci întîlnite.

Ceva mai tîrziu, în special după 1849, cînd a luat fiinţă Asociaţia naturaliştilor transilvăneni, au apărut numeroase lucrări cu privire la formele de moluşte şi foraminifere terţiare, la formaţiunile geologice şi la zăcămintele de minereuri din Banat şi Transilvania.

În anii 1859—1860 s-a efectuat prima ridicare geologică a Transilvaniei, iar în 1863 s-a publicat prima lucrare de geologie mai detaliată privind Transilvania.

Tot în această perioadă, în Banat, lucrări mai sistematice de stratigrafie şi de paleontologie au trasat primele imagini structurale ale zone-

---

* Lucrare publicată şi în „Revue roumaine de Géologie, de Géophysique et de Géographie — Série de Géologie", 1966, **11**, 2, p. 129 (în limba franceză).

St. şi cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie t. 11 nr. 2 p. 279–296 Bucureşti 1966

lor de calcare mozozoice de la Anina şi de la Berzasca (valea Siriniei), scoţînd în evidenţă structurile încălecate spre est.

În perioada următoare, după 1870, în Transilvania, cercetările s-au dezvoltat mult, contribuind la descifrarea constituţiei geologice a acestor teritorii, punînd în evidenţă între alte bogăţii miniere zăcămintele de gaz metan din Bazinul Transilvaniei.

În Moldova şi Ţara Românească menţionăm preocupările mineralogice şi petrografice ale lui Mihalie de Hodocin care, în anul 1855, a publicat o lucrare asupra bogăţiilor miniere ale Munţilor Bistriţei. Dar o activitate geologică la un nivel academic începe o dată cu înfiinţarea universităţilor de la Iaşi (1860) şi de la Bucureşti (1863) şi a Societăţii Academice Române (1866), prin lucrările profesorilor de geologie Grigore Cobălcescu la Iaşi şi Gregoriu Ştefănescu la Bucureşti.

Nu trebuie însă pierdute din vedere primele manuale de mineralogie (dr. Cihac, 1837) şi de geologie (Iuliu Baraş, 1856), traduse din limbi străine, care au avut meritul de a aduce în circuitul limbii noastre vocabularul ştiinţific de specialitate. Mai menţionăm manualul didactic de geologie publicat de Gr. Cobălcescu în 1859, intitulat *Elemente de geologie pentru clasele gimnaziale*, cu elemente de petrografie, geologie dinamică şi de stratigrafie. La Academia Mihăileană din Iaşi primul curs de mineralogie şi geologie a fost predat, între 1842 şi 1843, de inginerul de mine Ion Ghica, care a avut un rol însemnat în deschiderea orizontului ştiinţific al generaţiei sale.

Prima lucrare originală scrisă de un geolog român a fost *Calcarul de la Răpidea* a lui Grigore Cobălcescu, publicată în 1862; în 1863 apare lucrarea lui Gr. Ştefănescu, *Idee generală de geologie şi utilitatea ei*. Între primele preocupări din acel timp sînt de semnalat studiile de paleontologie ale lui Gr. Ştefănescu, privind resturile de mamifere fosile descoperite în România (*Dinotherium*, *Camelus*) şi monografia lui Gr. Cobălcescu asupra faunelor de moluşte din terenurile terţiale ale României (genul *Psilodon* etc.).

În afara activităţii ştiinţifice propriu-zise, trebuie amintit şi rolul important pe care l-a avut Gr. Ştefănescu în viaţa culturală a ţării din acea vreme, el numărîndu-se printre membrii fondatori ai Academiei Române.

Necesitatea cunoaşterii constituţiei geologice a subsolului ţării şi a bogăţiilor lui minerale au condus la înfiinţarea unui *Biurou geologic* pe lîngă Ministerul Lucrărilor Publice, prima organizaţie geologică de stat, care a activat între 1882 şi 1889 şi care a avut sarcina de a executa cartarea geologică a teritoriului României şi de a face inventarierea substanţelor minerale utile. Sub direcţia lui Gregoriu Ştefănescu şi cu ajutorul unui mic număr de colaboratori (Sabba Ştefănescu, C. D. Pilide, R .C. Porumbaru, C. Botea şi alţii) s-au efectuat numeroase cercetări pe teren ale căror rezultate au fost publicate în „Anuarul Biuroului geologic". Ele au stat la baza elaborării în 1887 a 28 de foi din prima hartă geologică a ţării la scara 1 :171 800, tipărită integral zece ani mai tîrziu.

În această perioadă își desfășoară activitatea Gr. Cobălcescu, care studiază terenurile terțiare din județul Buzău și din Moldova. Ales membru al Academiei Române în 1886, el ține discursul său de recepție în 1887 la Academie cu subiectul: *Despre originea și zăcămintele petrolului în general și în particular în Carpați*, prima lucrare de ansamblu asupra zonelor petrolifere din România, discutînd și susținînd originea anorganică a petrolului.

Tot în acest răstimp, începînd încă din 1874, inginerul Matei Drăghiceanu a întreprins cercetări geologice practice strîns legate de valorificarea economică a masivelor de sare și a cărbunilor din Oltenia și Muntenia, deschizînd și primele mine de cărbuni în Muntenia și în Moldova, pentru nevoile căilor ferate în plină dezvoltare. Tot el este inițiatorul studiilor de hidrogeologie, geologie tehnică și geologie agricolă în țara noastră. În 1890 tipărește la Viena harta geologică a țării la scara 1:800 000 pe care sînt consemnate și zăcămintele de substanțe minerale utile cunoscute pînă atunci. Harta aceasta este o realizare la nivelul hărților internaționale din acea vreme, avînd ca bază legenda congreselor geologice internaționale.

După încetarea activității Biroului geologic, urmează o perioadă în care cercetarea geologică se desfășoară sub egida catedrelor universitare, a Academiei Române și a Muzeului de geologie și paleontologie a lui Gr. Ștefănescu. Se formează o nouă generație de cercetători cu doctoratul de la universitățile din Paris (Sabba Ștefănescu, V. Popovici-Hatzeg, V. Anastasiu), Viena (I. Simionescu, S. Athanasiu), Geneva (L. Mrazec) și München (Gh. M. Murgoci), care prin lucrările lor monografice asupra stratigrafiei și faunei de moluște a terenurilor terțiare, asupra geologiei împrejurimilor Sinaiei și Cîmpulungului, a bazinului Dîmbovicioarei, a zonei flișului din nordul Moldovei, a Dobrogii și a Carpaților Meridionali au pus bazele unei cunoașteri moderne a stratigrafiei și tectonicii României.

Problemele geologice practice rămîn mai departe în atribuția Serviciului minelor din Ministerul de Domenii, în cadrul căruia se înființează în 1898 un Laborator de geologie și unul de chimie, iar pentru studiul problemelor legate de geologia zăcămintelor de petrol, se constituie în 1903 Comisia de petrol, din care făcea parte ca specialist geolog L. Mrazec, profesor de mineralogie la Universitatea din București.

★

Dezvoltarea pe care a luat-o economia capitalistă la începutul secolului nostru a creat și necesitatea cunoașterii solurilor țării, România avînd pe atunci o economie „eminamente agrară", și a avuțiilor miniere ale subsolului, petrol, cărbuni și sare, necesare dezvoltării industriilor.

În urma lucrărilor Comisiei de petrol, conduse de prof. L. Mrazec, s-au conturat perspective foarte favorabile pentru existența unor importante zăcăminte de petrol în țara noastră, unele fiind deja în exploatare cu o producție destul de importantă.

Era evidentă necesitatea reorganizării Serviciului minelor și, după stăruințele lui L. Mrazec, V. Popovici-Hatzeg și M. Dră-

ghiceanu, s-a înfiinţat în 1906 *Institutul geologic al României*, al doilea institut de cercetare ştiinţifică din ţara noastră. Institutul geologic avea trei servicii — un serviciu geologic, unul agrogeologic şi unul de chimie — primii conducători fiind L. Mrazec, director, şi V. Popovici-Hatzeg, subdirector, ajutaţi de Sava Athanasiu, Gh. Murgoci, R. Pascu, L. Edeleanu şi avînd colaboratori de la început pe I. Simionescu, W. Teisseyre (Lvov), R. Sevastos şi M. Reinhard.

Sarcina principală a fost, de la început, ridicarea geologică şi agrogeologică a teritoriului ţării şi efectuarea de analize şi studii chimice privind petrolul şi celelalte substanţe minerale utile. Institutul geologic era organul consultativ legal al statului în problemele economice privind solul şi subsolul ţării.

Cu un număr restrîns de membri (14 geologi, agrogeologi, ingineri de mine, chimişti, bibliotecar) şi colaboratori, institutul avea să facă faţă unor importante probleme legate de cunoaşterea constituţiei subsolului şi solului ţării, în care scop s-au organizat cercetări sistematice pe teren, pentru ridicarea modernă a hărţilor geologice şi pedologice în care s-au reflectat concepţiile ştiinţifice înaintate care au stat la baza elaborării lor.

S-au făcut însemnate progrese în divizarea stratigrafică a formaţiunilor geologice mezozoice şi terţiare pe baza faunei fosile, în Dobrogea şi în Carpaţi ; au fost discutate amplu, în şedinţele săptămînale de comunicări ştinţifice, concepţiile moderne asupra structurii Carpaţilor Meridionali, a Carpaţilor Orientali şi a Dobrogii de nord, asupra structurii formaţiunilor terţiare din faţa Carpaţilor, în care se găseau masive de sare şi bogate zăcăminte de petrol.

În Carpaţii Meridionali, marele geolog român Gh. Munteanu-Murgoci a atras atenţia încă din anul 1905 asupra existenţei unei mari pînze de şariaj (pînza getică), fiind printre primii geologi europeni care a aplicat şi dezvoltat, numai după doi ani de la Congresul geologic internaţional de la Viena, ipoteza structurii în pînze de şariaj a marilor sisteme muntoase cutate.

În Carpaţii Orientali, mintea ageră a lui L. Mrazec a întrevăzut, încă din prima decadă a secolului nostru, migrarea axei geosinclinalului flişului carpatic spre est şi mecanismul formării complicatei structuri în pînze de şariaj a acestor munţi printr-un proces de subîmpingere a platformei din faţă. Împreună cu I. Popescu-Voiteşti elaborează prima sinteză tectonică a Carpaţilor Orientali (1911) şi presupune posibilitatea unui şariaj al Subcarpaţilor cu extindere spre nord, idee dovedită astăzi ca realitate.

Lucrările care aveau să consacre autoritatea ştiinţifică internaţională a lui L. Mrazec sînt însă acelea care l-au condus, înaintea tuturor geologilor de petrol din lume, la o concepţie ştiinţifică privind originea şi geneza zăcămintelor de petrol din Subcarpaţi, concepţie izvorîtă din cercetarea perseverentă a relaţiilor cauzale dintre masivele de sare, situate în inima anticlinalelor, şi acumulările de petrol.

Cercetînd poziţia stratigrafică, condiţiile de zăcămînt şi relaţiile sării cu formaţiunile înconjurătoare, L. Mrazec ajunge la concluzia că masivele de sare, datorită plasticităţii lor şi compresiunilor tectonice la care au fost supuse, sînt capabile să pătrundă în cutele anticlinale şi chiar să străpungă formaţiunile lor mai tinere, dînd naştere unor structuri cu sîmbure de străpungere numite cute diapire; rupturile provocate de aceste străpungeri au favorizat migrarea petrolului în anumite pachete de roci poroase, numite roci-magazin, în care se acumulează petrolul şi gazele.

În privinţa originii petrolului, L. Mrazec a arătat că numai hidrocarburile formate prin procesul de bituminizare a substanţei organice, în special a grăsimilor microorganismelor vegetale şi animale, au putut forma zăcăminte de petrol şi de gaze. Din prezenţa sării şi bromului în apele de zăcămînt intim asociate cu petrolul, L. Mrazec trage concluzii asupra originii lor marine, iar prezenţa iodului constituie argumentul hotărîtor în privinţa originii organice a petrolului, iodul neputînd proveni decît din corpul organismelor care au trăit în acele ape.

Condiţii favorabile pentru dezvoltarea procesului de bituminizare au putut avea loc în diferite formaţiuni sedimentare în care s-a dezvoltat un facies bituminos — roci-mame de petrol —, dintre care cele mai importante sînt stratele de Cornu din acvitanian. Sub acţiunea mişcărilor tectonice, petrolul a migrat apoi, constituind zăcăminte secundare în formaţiunile pliocene.

Toate aceste idei, reprezentînd concepţia lui L. Mrazec asupra formării zăcămintelor de petrol din România, au fost expuse în discursul de recepţie la Academia Română în 1907, care îl primea astfel printre membrii ei titulari.

Abia la un an de la înfiinţarea Institutului geologic, a fost convocat la Bucureşti, în *1907, al treilea Congres internaţional al petrolului*, cu care ocazie L. Mrazec a expus în faţa geologilor din lumea întreagă, teoria lui asupra originii petrolului şi asupra diapirismului, care a fost îmbrăţişată de toţi geologii şi recunoscută ca valabilă pentru toate zonele cu masive de sare de pe glob. Tot atunci Gh. Munteanu-Murgoci a prezentat prima lucrare de sinteză asupra geologiei Olteniei, în special structura geologică a formaţiunilor terţiare, cu referire la posibilităţile de petrol şi la zăcăminte de cărbuni, sare şi ape minerale.

O contribuţie importantă la dezvoltarea teoriilor asupra genezei petrolului românesc a adus-o Gh. Macovei, care, pe baza cercetărilor sale amănunţite în zona flişului Carpaţilor Orientali, ajunge la concluzia că principala rocă-mamă a zăcămintelor de petrol din România o constituie şisturile menilitice din oligocen şi „şisturile negre" cretacice din care petrolul a migrat sub presiunea mişcărilor orogenice în formaţiunile geologice, unde se găseşte astăzi în zăcămînt secundar.

Bogata experienţă acumulată de Gh. Macovei în domeniul geologiei petrolului i-a prilejuit expunerea discursului de recepţie în anul 1939 ca membru al Academiei Române, intitulat „Contribuţiunea românească la cunoaşterea petrolului".

O a doua manifestare geologică internațională a avut loc în țara noastră în *1927*, *Reuniunea a doua a Asociației geologice carpatice*, cu care ocazie au fost prezentate progresele școlii românești de geologie, în special în cunoașterea structurii flișului Carpaților Orientali.

În anii următori, activitatea geologică se dezvoltă ; o nouă generație de cercetători se formează — membri ai Institutului geologic și colaboratori de la instituțiile de învățămînt superior din Iași, Cluj, Timișoara și București. Studiile și cercetările lor contribuie la adîncirea cunoașterii stratigrafiei și tectonicii formațiunilor cretacice și paleogene ale zonei flișului carpatic (Sava Athanasiu, Gh. Macovei, Ion Atanasiu, D. Ștefănescu, G. Murgeanu, M. G. Filipescu, I. Băncilă), a zonei miocene și pliocene din fața Carpaților (W. Teisseyre, G. Botez, I. Popescu-Voiteşti, D. M. Preda, H. Grozescu, Șt. Mateescu, O. Protescu), a bazinului neogen al Transilvaniei cu zăcămintele ei de gaze (L. Mrazec, E. Jekelius, I. Atanasiu, A. Vancea și D. Ciupagea), precum și a constituției geologice a Dobrogii de nord (L. Mrazec, Gh. M. Murgoci, R. Pascu, D. Roman, D. Căderе, Șt. Cantuniari), a Dobrogii de sud (Gh. Macovei), a Banatului (Al. Codarcea și Gr. Răileanu) și Podișului Moldovenesc (N. Macarovici, E. Saulea).

Au fost făcute progrese în cunoașterea constituției petrografice a fundamentului vechi metamorfic și a eruptivului din Carpații Orientali (V. Butureanu, M. Savul, I. Atanasiu, V. Ianovici, Th. Kräutner), din Carpații Meridionali (Șt. Ghika-Budeşti, G. Paliuc, N. Gherasi, G. Manolescu, Al. Codarcea) și din Munții Apuseni (D. Giuşcă). De asemenea au fost aduse contribuții noi la cunoașterea diferențierii magmatice în provincia banatitică cretacică (Al. Codarcea, D. Giuşcă), iar în zonele vulcanice terțiare contribuții noi în ceea ce privește vîrsta și periodicitatea erupțiilor (O. Nichita în Călimani, T. P. Ghițulescu și M. Socolescu în Apuseni), precum și a mineralizațiilor aurifere și polimetalice legate de ele (N. Petrulian, M. Socolescu și T. P. Ghițulescu).

În ceea ce privește tectonica marilor unități structurale, sînt de remarcat cercetările moderne efectuate în zona flișului Carpaților Orientali, care au permis precizarea structurii și tipului pînzelor de șariaj (G. Murgeanu, I. Băncilă, M. G. Filipescu, I. Dumitrescu, Th. Joja, G. Cernea, N. Grigoraş, N. Oncescu, Gr. Popescu) ; în munții Apuseni și Perșani (M. Ilie) și în Carpații Meridionali unde s-a putut dovedi existența unei structuri mai complexe, cu o a doua pînză de amploare sub pînza getică, pînza Severinului (Al. Codarcea).

Rezultatele activității geologice din această perioadă au fost consemnate în publicațiile Institutului geologic (Anuarul, Dările de seamă, Studiile tehnice și economice și Memoriile), precum și în numeroase hărți

la diverse scări, în special hărţile de ansamblu ale Atlasului fiziografic al României la scara 1 : 1 500 000 (harta geologică, harta solurilor, harta orografică, harta hidrografică, harta zonelor de vegetaţie, harta resurselor energetice) şi harta geologică la scara 1 : 500 000, din care au apărut pînă în anul 1944 primele 6 foi din părţile de est şi de sud ale ţării, restul de 6 foi fiind elaborate şi imprimate pînă în anul 1959.

În cadrul Institutului geologic s-au dezvoltat şi cercetările complexe asupra solurilor ţării, studiile pedologice fiind îndrumate de Gh. M. Murgoci. Într-o vreme cînd studiul solului era practic inexistent, Gh. M. Murgoci împreună cu colaboratorii săi T. Saidel, Em. Protopopescu-Pake şi P. Enculescu au realizat prima hartă a zonelor de soluri ale României la scara 1 : 2 500 000, care este totodată a doua hartă pedologică din lume, după aceea a Rusiei, şi care a fost prezentată la prima Conferinţă internaţională de agrogeologie de la Budapesta în 1909. În 1924, la a patra Conferinţă internaţională de pedologie de la Roma, Murgoci prezintă manuscrisul hărţii de soluri la scara 1 : 1 000 000, o dată cu o monografie privind starea cartografiei solurilor în diferite ţări ale Europei, Americii, Africii şi Asiei, mult apreciată.

Nivelul înalt al cercetărilor pedologice în România şi prestigiul de care s-a bucurat Gh. M. Murgoci au făcut ca acesta să fie ales membru de onoare în conducerea Asociaţiei internaţionale de pedologie şi preşedintele comitetului executiv pentru redactarea hărţii de soluri a Europei.

În serviciul de chimie al Institutului geologic s-au făcut studii valoroase asupra compoziţiei şi clasificării petrolurilor româneşti (L. Edeleanu, C. Petroni, E. Cazimir, C. Creangă). L. Edeleanu a elaborat un procedeu de rafinare a petrolului cu bioxid de sulf lichid şi astăzi aplicat în tehnologia petrolului. În afară de acestea s-au efectuat şi analize chimice ale altor substanţe minerale, cărbuni, bauxite, minereuri diverse, ape minerale etc. (M. Dimitriu, El. Zamfirescu).

În 1925 a luat fiinţă în cadrul Institutului geologic prima secţie de prospecţiuni, creată de L. Mrazec şi dotată cu aparate de geofizică, balanţe de torsiune, gravimetre şi variometre magnetice verticale, iar în 1943 a fost creat Observatorul geomagnetic de la Surlari—Căldăruşani, construit de Institutul geologic. S-a executat un volum important de lucrări gravimetrice în regiunea colinară subcarpatică din Muntenia şi Oltenia, în Banat şi Crişana şi în regiunea domurilor de gaze din Transilvania (I. Gavăt, M. Socolescu) şi de lucrări magnetometrice în Dobrogea, la Altîntepe şi în Banatul de vest. De asemenea, au fost elaborate studii teoretice care stau la baza interpretării moderne a sondajelor electrice verticale în terenuri cu stratificaţii paralele, care au găsit un larg ecou în literatura de specialitate străină (S. Ştefănescu).

La societăţile petrolifere au fost introduse în special metodele seismice de prospecţiune (seismica de refracţie, seismica de reflexie, seismosondaje) ale căror rezultate au fost verificate prin lucrări de foraj.

Au fost construite primele hărţi de anomalii gravimetrice Bouguer, de anomalii magnetice (variaţia componentei verticale) şi o hartă generală structurală a unei părţi a Cîmpiei Române şi a zonei petrolifere subcarpatice, la limita dacian — ponţian, pe baza cercetărilor seismice.

Această frumoasă dezvoltare a studiilor geologice, pedologice şi chimice a fost mult înlesnită de construirea localului Institutului geologic, dat în folosinţă în anul 1908. Ea nu a putut da însă randamentul pe măsura elanului creator al geologilor noştri, din cauza condiţiilor de lucru grele în care trebuiau să activeze : cadre de specialitate insuficiente (14 în 1908 şi 39 în 1943), lipsa mijloacelor rapide de deplasare şi mai ales lipsa mijloacelor de inventariere a bogăţiilor minerale ; abia în anul 1940 a fost înfiinţată o unitate de stat pentru explorări (ACEX) pe lîngă Ministerul Economiei Naţionale.

În acest timp, serviciile geologice ale societăţilor petrolifere cu capital străin executau cu specialiştii lor (din care numai puţini erau români) cercetări amănunţite, bine documentate, avînd la dispoziţie condiţii de lucru superioare, laboratoare bine înzestrate şi posibilitatea de a-şi verifica, prin foraje Craelius, structurile evidenţiate prin lucrările de cartare şi de prospectare. Rezultatele ştiinţifice ale acestor lucrări de prospecţiune erau ţinute secret, fiind cunoscute numai de organizaţiile centrale ale acestor societăţi.

Geologii români au început să pătrundă în industria de petrol după 1933. Ei au adus contribuţia lor la cunoaşterea detaliată a stratigrafiei depozitelor mio-pliocene, a stratigrafiei şi tectonicii formaţiunilor flişului cretacic-paleogen din Carpaţii Orientali, precum şi la micropaleontologia depozitelor miocene, pliocene şi paleogene ale regiunilor petrolifere.

★

După instaurarea regimului democrat popular în ţara noastră şi în special după actul naţionalizării din 1948 a principalelor mijloace de producţie şi a bogăţiilor subsolului, partidul clasei muncitoare şi-a luat sarcina lichidării înapoierii economice şi culturale a ţării şi a creat premisele transformării României într-o ţară cu o industrie dezvoltată şi o agricultură înaintată.

Pentru realizarea revoluţiei socialiste în sectorul economic şi pentru a pune bazele construcţiei socialismului în ţara noastră, trebuia adîncită în primul rînd cunoaşterea constituţiei geologice a ţării, trebuia cunoscută mai bine şi dezvoltată la maximum baza de materii prime minerale a subsolului.

Se impunea dezvoltarea lucrărilor geologice atît pentru asigurarea rezervelor de combustibili minerali (cărbuni energetici, gaze naturale, petrol) necesari la realizarea planului de electrificare a ţării, cît şi pentru asigurarea rezervelor de minereuri feroase şi neferoase şi de cărbuni cocsificabili, solicitaţi de dezvoltarea industriilor siderurgice şi metalurgice sau pentru asigurarea materiei prime necesare în industria chimică (petrol, gaze, săruri, minerale utile nemetalifere). Marile lucrări de construcţii pentru combinate, uzine, drumuri, baraje, tuneluri, locuinţe, asigurarea apei industriale şi de băut, precum şi lucrările de geologie tehnică privind stabilitatea sistemelor hidroenergetice şi lucrările de cercetare privind cunoaşterea calităţii solurilor în vederea amenajării şi ridicării fertilităţii lor, constituiau tot atîtea obiective care solicitau sprijinul nemijlocit al geologiei.

Urmărind cu consecvenţă şi neabătut principiile leniniste ale industrializării, Partidul Comunist Român şi Guvernul Republicii Socialiste

România au acordat de la început o permanentă atenţie activităţii geologice, alocînd fonduri impresionante pentru cercetarea sistematică şi ştiinţifică a subsolului ţării.

A fost iniţiată o nouă politică geologică bazată pe principiile dezvoltării planificate a economiei şi care avea să constituie o importantă pîrghie în procesul istoric al construirii socialismului în România.

Prin efectul naţionalizării subsolului au fost puse sub controlul statului serviciile geologice ale fostelor societăţi petrolifere şi miniere.

Institutul geologic a fost reorganizat pentru a prelua noile sarcini de cercetare, strîns legate de dezvoltarea economiei naţionale.

Pentru dezvoltarea metodică şi intensificarea la maximum a activităţii geologice de cercetare ştiinţifică, de prospectare şi de explorare a bogăţiilor miniere ale subsolului ţării pe tot cuprinsul ei, trebuia rezolvată, în primul rînd, problema formării cadrelor de geologi, al căror număr era foarte redus. În acest scop, prin reforma învăţămîntului din noiembrie 1948 s-a înfiinţat un institut de geologie şi tehnică minieră pentru pregătirea de ingineri-geologi în specialităţile prospecţiuni geologice, geofizice, hidrogeologice şi geologie inginerească, iar în 1950 s-au înfiinţat facultăţi de geologie-geografie la universităţile din Bucureşti, Iaşi şi Cluj şi o facultate de geologie de petrol la Institutul de petrol şi gaze. În 1957 Institutul de mine trecînd la Petroşani, la Institutul de Petrol, gaze şi geologie a luat fiinţă Facultatea de geologie tehnică.

În anul 1950 s-a înfiinţat Comitetul geologic de cercetare şi explorare a bogăţiilor solului şi subsolului, cu sarcina de a aplica politica geologică a statului, dezvoltîndu-se ca organ de îndrumare şi coordonare a întregii activităţi geologice de pe teritoriul ţării, avînd şi rolul de a asigura protecţia zăcămintelor de substanţe minerale utile şi exploatarea lor raţională.

Înzestrat cu mijloace moderne de cercetare şi dotat cu cadre de specialitate, Comitetul de Stat al Geologiei (1966) are sarcina de a executa şi a orienta lucrările geologice în vederea descoperirii de noi zone de perspectivă favorabile acumulării de substanţe minerale utile şi de a cerceta solurile şi apele subterane în legătură cu transformarea socialistă a agriculturii. Aceste sarcini sînt aduse la îndeplinire prin unităţi de cercetare (Institutul geologic şi Institutul de geofizică aplicată), prin întreprinderi de prospectare şi explorare (Întreprinderea geologică de prospecţiuni şi Întreprinderea geologică de explorare) şi prin unităţi de coordonare, îndrumare şi control. Tot în cadrul lui funcţionează şi Comisia republicană de rezerve.

La ministerele cu profil extractiv minier (Ministerul Minelor) şi de extracţie de hidrocarburi (Ministerul Petrolului) au fost organizate puternice unităţi de lucrări geologice, miniere şi de foraj, dotate cu utilaje moderne în scopul explorării şi exploatării zăcămintelor de substanţe minerale utile, necesare industriei naţionale. În ele lucrează peste o mie de geologi, geofizicieni şi geochimişti.

De asemenea, în cadrul Academiei s-a înfiinţat (în 1955) o Secţie de ştiinţe geologice şi geografice, dotată cu unităţi de cercetări geologice, geografice şi geofizice, în care se desfăşoară o intensă activitate ştiinţifică sub îndrumarea celor mai reprezentative personalităţi ale ştiinţei geologice româneşti.

Ca urmare a acestor acțiuni de organizare nouă și de dotare modernă și cu sprijinul financiar acordat, activitatea geologică de cercetare a subsolului patriei a luat o dezvoltare extraordinară, necunoscută vreodată la noi, iar rezultatele economice sînt foarte îmbucurătoare.

Datorită intensificării cercetărilor geologice și geofizice, susținute printr-o foarte bogată activitate de foraj, au fost descoperite noi zăcăminte de petrol în Oltenia, Argeș, Cîmpia Română și Moldova, zăcăminte de gaze naturale combustibile în Bazinul Transilvaniei, zăcăminte foarte mari de cărbuni energetici în Oltenia, zăcăminte de minereuri de fier, zăcăminte de bauxită, filoane metalifere de aur, argint, plumb, zinc, cupru, numeroase zăcăminte de substanțe minerale nemetalifere (baritină, caolin, bentonit, diatomit, marmură și altele), rezerve de ape potabile și industriale, noi surse de ape minerale, în sfîrșit debite mari de ape hipertermale în partea de vest a țării.

Această puternică dezvoltare a fost posibilă, pe de o parte, prin mărirea considerabilă a numărului de cadre de specialitate, absolvente ale noilor facultăți de geologie, iar pe de altă parte prin dotarea institutelor de cercetare și unităților operative cu cele mai noi mijloace de investigație și prin folosirea de metode moderne de studiu, de prospectare și de explorare.

Au fost introduse metode geochimice și fizice de cercetare pe teren și în laborator. Astfel sînt de relevat studiile de geotermometrie asupra mineralelor din formațiunile filoniene hidrotermale, studiul geochimic al proceselor hidrotermale, studiile cromatografice și polarografice, determinarea vîrstei absolute a rocilor prin metoda potasiu-argon, microscopia electronică, metode roentghenometrice moderne etc.

Un avînt cu totul remarcabil au luat lucrările de cercetare geofizică, prin dotarea bogată cu aparatură modernă și de mare sensibilitate. Este de subliniat dezvoltarea deosebită a prospecțiunilor seismice cu metode de lucru din cele mai moderne : metoda corelației undelor refractate, metoda recepției direcționale reglabile, metoda seismosondajelor spațiale de masă și altele.

Prin metodele seismice de prospecțiune s-au obținut rezultate bune în detectarea structurilor sedimentare cu zăcăminte de hidrocarburi.

De remarcat, de asemenea, rezultatele foarte frumoase obținute prin prospecțiunea gravimetrică în evidențierea masivelor de săruri în zona miocenă din Moldova și a domurilor de gaze din Transilvania. În domeniul prospecțiunilor magnetice este de relevat introducerea metodei de ridicare aeromagnetică a întregului teritoriu al țării.

În prospecțiunea electrică s-au introdus metode de investigare mult perfecționate, ca metoda sondajelor electrice verticale, metoda polarizației verticale naturale, metoda polarizației provocate, metoda curenților telurici. Radiometria de laborator și de teren a cunoscut de asemenea o creștere deosebită. Se dezvoltă metodele de investigare geofizică complexă (electrică, nucleară, ultrasonică) a găurilor de sondă pentru identificarea formațiunilor importante din punctul de vedere al conținutului de substanțe minerale utile.

Progrese remarcabile se obțin în aplicarea de noi metode de cercetare a formațiunilor geologice : metode microfaciale pentru studiul rocilor

sedimentare, metode statistice în sedimentologie pentru determinarea direcției paleocurenților în bazinele de sedimentare ale flișului Carpaților Orientali, metode stratigrafice, palinologice și microtectonice de studiu al complexelor metamorfice etc.

Toate aceste metode de cercetare au condus la o mai bună cunoaștere a constituției geologice a țării și la o mai eficientă orientare a lucrărilor de descoperire de noi zăcăminte.

★

Între rezultatele științifice sînt foarte multe fapte noi de relevat. Ne vom mulțumi a spicui cîteva, mai însemnate.

Cunoștințele noastre cu privire la *fundamentul vechi de șisturi cristaline al Carpaților* au evoluat foarte mult. Pe lîngă vechile metode petrografice de studiu, pe baza cărora s-a făcut divizarea masivelor cristalofiliene în zone epimetamorfice și mezometamorfice în care au fost separate anumite roci sub formă de lentile și fîșii într-un fond general de șisturi banale, și-au făcut loc metodele moderne stratigrafice și paleontologice, care au permis pentru prima oară o orizontare stratigrafică a vechilor formațiuni metamorfice.

În afară de metodele stratigrafice clasice, la stabilirea succesiunii pachetelor de șisturi și urmărirea discordanțelor stratigrafice au fost aplicate criterii noi de studii paleolitologice, microfloristice și microtectonice, precum și metode geochimice și de geocronologie absolută și metode de geofizică, magnetometrice, electrometrice și gravimetrice.

În Carpații românești au fost descoperite primele urme organice în șisturile cristaline epimetamorfice care au atestat vîrsta rifeană a părții superioare a acestora, ceea ce modifică radical concepțiile vechi după care șisturile cristaline erau considerate ca provenind exclusiv din metamorfozarea unor formațiuni paleozoice antecarbonifere.

Cercetările minuțioase și complexe efectuate în fundamentul cristalin al Carpaților au dovedit posibilitatea descifrării evoluției geologice a formațiunilor vechi metamorfozate, ca fiind produse ale mai multor sisteme geosinclinale suprapuse, care pot fi separate prin studiul caracterului formațional al stivelor metamorfice și al discordanțelor stratigrafice și de facies metamorfic.

În general, se admite de către majoritatea cercetătorilor existența unei discordanțe stratigrafice la baza formațiunilor epimetamorfice cu remanierea de șisturi mezometamorfice, ceea ce conduce la concepția unui fundament mai vechi metamorfozat în condiții de mezozonă, peste care se așternu transgresiv formațiunile proterozoicului superior. În cursul evoluției acestuia se instalează un regim de metamorfism epizonal, care influențează și fundamentul anterior, producînd retrometamorfozarea lui în Carpații Orientali. În regiunea defileului Oltului, studiile minuțioase întreprinse par a atesta cel puțin trei sisteme geosinclinale.

Studiile complexe efectuate în seria epimetamorfică din Poiana Ruscăi au stabilit succesiunea geometrică a complexelor de șisturi cristaline, determinînd nivele interesante din punct de vedere economic și scoțînd în evidență originea sedimentară marină a minereurilor de fier

din regiune şi existenţa unor puternice bariere de recifi în formaţiunile epizonale, care au dat naştere unor importante masive de roci dolomitice. Studiul microtectonic a scos în evidenţă două sisteme de elemente liniare, atestînd existenţa a două faze de mişcare.

În restul regiunilor de şisturi cristaline, cercetările au stabilit serii de complexe stratigrafice a căror evoluţie geologică, în lipsă de date paleontologice, nu poate fi deocamdată stabilită (Munţii Semenicului, Munţii Godeanu).

A rămas deschisă problema existenţei paleozoicului, bănuit a fi prezent în părţile superioare ale epizonei Carpaţilor Meridionali, din Masivul Drocea, seria de Păiuşeni, seria de Arieşeni din Munţii Apuseni. În autohtonul Carpaţilor Meridionali, seriile metamorfice mai vechi, cu masivele lor de granitoide considerate caledoniene sau mai vechi, suportă transgresiunea unei serii paleozoice — seria de Tulişa — metamorfozată într-o fază de cutare hercinică.

În soclul cristalin al platformelor din faţa Carpaţilor, forajele executate pentru hidrocarburi sau minereuri au evidenţiat existenţa unor formaţiuni cristaline precambriene identice celor din Platforma Rusă învecinată (Iaşi, Todireni), iar în Dobrogea de sud, forajele executate la Palazu-Mare au arătat prezenţa unui fundament de şisturi cristaline analoge seriei de Kursk, de vîrstă proterozoică.

În Dobrogea centrală, complexul „şisturilor verzi" s-a dovedit a fi, pe baze microfloristice, de vîrstă rifeană, partea superioară a complexului putînd eventual aparţine cambrianului inferior (seria de Băltăgeşti).

Din fundamentul Cîmpiei Române, din Platforma Moesică, nu au fost prelevate pînă acum decît carote de şisturi cloritoase cu porfiroblaste de albit, analoge celor din Carpaţi.

Între aceste platforme se interpune orogenul nord-dobrogean, în al cărui fundament metamorfozat s-a putut distinge, pe lîngă şisturi cristaline antepaleozoice, şi o serie epimetamorfică ordovician — siluriană, silurianul fiind dovedit pe bază de fosile.

O problemă mult discutată este aceea a genezei şi vîrstei masivelor de granitoide din autohtonul danubian. Acestea sînt considerate a se fi format ca o consecinţă a unui proces de migmatizare şi de granitizare, care a avut loc într-o fază precursoare de formare a unor magme litogene (Petreanu, Muntele Mic), urmată de intruziuni magmatice granodioritice omogene (Cherbelezu, Retezatu, Şuşiţa), străbătute la rîndul lor de intruziuni mai acide, bogate în feldspaţi potasici (Vîrful Pietrii, Reci, Tismana), şi de pătrunderi tardive leucocrate foarte potasice, cu facies pegmatitic (Ogradena).

Asupra vîrstei acestor masive granitoide părerile sînt împărţite, perioada de desfăşurare a acestor procese putînd fi foarte lungă; după unii autori ea este caledoniană şi probabil mai veche, după alţii hercinică sau poate chiar permiană.

O atenţie deosebită s-a acordat descifrării structurii masivului de roci alcaline de la Ditrău în care procesele metasomatice, legate de procese anatectice profunde, au jucat un rol important în alcalinizarea unui fond vechi cristalin, dînd naştere la roci alcaline cu textură gnaisică şi la ocurenţe de minerale cu elemente rare.

Un progres important s-a realizat în ultimii 20 de ani în *cunoașterea formațiunilor paleozoice.* Datorită numeroaselor foraje adînci executate și a metodelor noi de studiu folosite — micropaleontologice (conodonte) și palinologice — au fost descoperite pentru prima oară depozite paleozoice în fundamentul Platformei Moesice.

Succesiunea stratigrafică începe cu o serie inferioară de argile vărgate roșii și verzi, probabil cambriene, peste care urmează discordant microconglomerate și gresii cuarțoase, atribuite ordovicianului, marnocalcare și argilite siluriene cu graptoliți și tentaculiți, calcare bituminoase, dolomite și argilite devoniene, cu un bogat conținut de fosile, brachiopode, trilobiți, crinoizi etc., calcare cu foraminifere și depozite detritice namuriene cu cărbuni, încheindu-se cu depozite permiene formate din conglomerate, gresii și argile roșii cu intercalații de porfire, silurianul inferior cu graptoliți și devonianul inferior și mediu cu o bogată faună de brachiopode fiind întîlnite în forajele adînci din Dobrogea de sud.

În Dobrogea de nord, pe lîngă ordovicianul și silurianul slab metamorfozate din Munții Măcinului, s-a identificat, pe bază de conodonte, în Colinele Mahmudiei, devonianul mediu.

De asemenea, în Moldova, s-a pus în evidență, prin foraje, prezența ordovicianului și silurianului în fundamentul Podișului Moldovenesc, de la Prut pînă la marginea flișului.

Mai semnalăm identificarea carboniferului inferior și a silurianu lui (?) în Banat, valea Idegului.

Din relațiile de transgresiune stabilite la Bordeiul-Verde între ordovicianul orizontal și argilele cambriene (?) puternic înclinate se poate conchide la o perioadă de cutare anteordoviciană în Platforma Moesică.

În Dobrogea de sud, silurianul prezintă înclinări de 35—40°, ceea ce ar evidenția mișcări paleozoice mai noi în această parte a platformei.

Cunoașterea stratigrafiei formațiunilor mezozoice a înregistrat, de asemenea, progrese considerabile. Intensa activitate de cercetare geologică pe întreg întinsul țării a adus numeroase și bogate informații privind faunele de amoniți, inocerami, echinide, pachiodonte, coralieri, crustacee și altele, care, corelate cu studiile micropaleontologice și microfaciale, au permis stabilirea de scheme stratigrafice detaliate în toate regiunile de dezvoltare a depozitelor mezozoice carbonatice, în special în acelea interesante prin zăcăminte de substanțe minerale utile.

Sînt de remarcat cercetările detaliate din Pădurea Craiului și din Munții Bihorului, ai Codrului și ai Momei, legate de zăcămintele de argile refractare și de bauxită, care au dus la o detaliere a formațiunilor triasice, jurasice, cretacice inferioare și senoniene și a complicatei structuri șariate a pînzei de Codru. Formațiunile sublitorale de tip Gosau din Munții Apuseni și de pe marginea Bazinului Transilvaniei au fost restudiate în detaliu.

În Banat s-au efectuat cartări sistematice ale terenurilor mezozoice, legate de prospectarea și explorarea zăcămintelor de cărbuni, care au avut ca rezultat o cunoaștere mult mai completă a constituției zonelor sinclinale mezozoice Reșița — Anina — Moldova-Nouă, Cozla — Camenița, Svinița — Svinecea-Mare, cu bogate faune de amoniți în trias, în jurasicul inferior, mediu și superior și în cretacicul inferior și cu asociații de forme de tintinide în jurasicul superior și cretacicul inferior.

În Munții Cernei și în Podișul Mehedinți, cercetările recente au adus o contribuție nouă în precizarea stratigrafiei terenurilor jurasice și cretacice și în cunoașterea flișului cretacic superior din autohtonul danubian, punînd în evidență caracterul sedimentării haotice a flișului, cu apariții de olistolite de dimensiuni uneori foarte mari de calcare mezozoice și de blocuri de gresii permiene.

În Dobrogea de nord s-a adîncit schema stratigrafică a triasicului și liasicului, iar în Dobrogea meridională studii stratigrafice și paleontologice au condus la orizontarea amănunțită a terenurilor jurasice și cretacice.

În Carpații Orientali, studiul stratigrafic (macropaleontologic și microfacial) al klippelor de calcare mezozoice din Bucegi, Perșani, Rarău a demonstrat că multe din calcarele considerate anterior ca klippe de rabotaj jurasice, sînt de fapt recifi cretacici în poziție normală sau olistolite însedimentate flișului haotic sau aparțin, ca elemente alohtone, triasicului și jurasicului pînzei transilvane.

Forajele adînci executate în Cîmpia Română, în Platforma Moldovenească și în Delta Dunării au evidențiat dezvoltarea largă, necunoscută la suprafață, a terenurilor mezozoice în Platforma Moesică și în șanțul predobrogean (Delta Dunării — Depresiunea Bîrladului), atingînd însumat peste 5 000 m grosime.

S-au descoperit astfel, în Platforma Moesică, triasicul inferior detritic și lagunar cu gips și sare, triasicul mijlociu calcaros și dolomitic, triasicul superior cu depozite lagunare și lacustre, acoperite transgresiv de depozitele grezoase purtătoare de petrol ale doggerului inferior, urmate de șisturi negre cu posidonii ; în continuare se dezvoltă o succesiune foarte groasă de calcare și dolomite aparținînd doggerului superior, malmului și neocomianului cu faciesuri pelagice în partea de nord a platformei (cu amoniți și calpionele), neritice și lagunare în partea ei de sud, care se încheie cu calcarele recifale urgoniene cu pachiodonte ale barremianului și bedulianului. Urmează transgresiunea marnelor albiene și a depozitelor pelagice bogate în foraminifere ale cenomanianului, turonianului și senonianului inferior.

Marea care acoperea Platforma Moesică este posibil să fi avut legătură cu șanțul predobrogean în care s-au întîlnit, în foraje, depozite argiloase doggeriene, calcare malmiene, gresii și argile cu gips jurasic superioare — neocomiene și calcare cretacic superioare.

Un progres foarte însemnat este de menționat în studiul flișului carpatic cretacic. S-au făcut numeroase separații în toate formațiunile cretacic inferioare și superioare pe bază de amoniți și nanofosile, identificîndu-se aproape toate etajele și uneori chiar subetajele cretacicului. S-a lămurit stratigrafia șisturilor negre (neocomian — albian), s-a precizat vîrsta conglomeratelor de Bucegi (aptian mediu — albian) ; prin studii micropaleontologice avansate s-au putut face corelări stratigrafice la mari distanțe atît în formațiunile de fliș cretacice, cît și în cele pelagice.

Cercetările stratigrafice au fost completate prin metode noi de studiu privind condițiile de sedimentare a depozitelor clastice de fliș și de molasă. Pe baza studierii direcțiilor de paleocurenți care au transportat și au depus

materialul clastic, s-au obținut prețioase date privind paleogeografia zonelor de sedimentare cu indicarea surselor de alimentare a multor formațiuni detritice de fliș și de molasă, în special a conglomeratelor cretacice, a căror origine continental-fluviatilă începe să se clarifice. De asemenea reise clar existența cordilierelor submarine și rolul lor ca surse de alimentare a materialelor grosiere.

Stratigrafia terenurilor neozoice, cele mai larg răspîndite terenuri pe teritoriul țării noastre, a făcut obiectul unor cercetări foarte amănunțite cu importante rezultate teoretice și practice. De altfel aceste formațiuni geologice sînt și cele mai bogate în conținut de substanțe minerale utile, hidrocarburi fluide și gazoase, cărbuni, sare gemă și săruri de potasiu, gips, diatomite și alte substanțe minerale utile nemetalifere.

Pe baza unor faune noi de moluște, pești și mamifere și pe baza cercetărilor micropaleontologice și palinologice sistematice s-au putut face subdiviziuni stratigrafice foarte detaliate și mai bune corelări de faciesuri în terenurile paleogene, miocene și pliocene din țară și chiar cu regiunile clasice de dezvoltare din Europa a acestor formațiuni.

Printre numeroasele probleme studiate și cu rezultate remarcabile citățm cîteva.

În zona internă a flișului a fost clarificată problema limitei între cretacic și paleogen prin stabilirea prezenței, pe bază de microfaună, în nivelele superioare a marnelor și argilelor roșii maastrichtiene, a paleocenului, ypresianului și luteținului inferior, flișul propriu-zis începînd cu lutenținul (priabonianul). Pe o mare suprafață a țării s-a identificat prezența ypresianului în facies marin pe platformele din fața Carpaților și continental în partea de NV a Transilvaniei. A fost detaliată schema stratigrafică a paleogenului din Bazinul Transilvaniei pe baza completării inventarului paleontologic.

În bazinul văii Jiului a fost identificat burdigalianul.

Prin studiul detaliat al tortonianului s-a realizat subdivizarea lui în patru orizonturi, de valoare regională, ceea ce a permis corelarea lui nu numai în regiunea cuprinsă între Subcarpați, Depresiunea Getică, Maramureș și Bazinul Transilvaniei, dar și în zonele de dezvoltare învecinate.

Studiul formațiunilor miocene purtătoare de masive de sare din Subcarpați a permis elaborarea unei scheme stratigrafice și elucidarea problemei „breciei sării", dovedită a fi de natură sedimentară, ceea ce a contribuit la explicarea formării olistolitelor în general.

Au fost aduse noi contribuții în orizontarea buglovianului, sarmațianului și pliocenului. Reconsiderîndu-se problema stratigrafiei pliocenului, a fost propusă o nouă divizare a intervalului ponțian — dacian în cinci subdiviziuni, bazate pe asociații caracteristice de moluște : odessian, portaferrian, bosphorian, gețian și dacian *sensu stricto*. Din levantinul superior a fost separat villafranchianul, care a fost atribuit pleistocenului.

O mare dezvoltare a luat *studiul geologiei cuaternarului* din țara noastră. Numeroasele foraje executate au scos în evidență grosimea mare a acestuia (pînă la 500 m) și structura lui complexă, fiind format din numeroase orizonturi psamo-psefitice pleistocene bogate în ape subterane, de calitate excelentă (pietrișurile de Colentina, nisipurile de Mostiștea, pietrișurile de Frățești).

De asemenea s-a arătat că villafranchianul intră în termenul bazal al cuaternarului, stabilindu-se astfel limita dintre pliocen şi pleistocen.

Studiul cursului Dunării vechi a dus la stabilirea existenţei a patru transgresiuni ale Mării Negre în regiunea actuală a deltei.

Alături de colegii lor geologi, pedologii români au consolidat şi dezvoltat edificiul ştiinţific al disciplinei lor, întemeiat în 1906 de Gh. M. Murgoci. Amploarea pe care au luat-o aceste cercetări, ca urmare a necesităţii de a se da un fundament ştiinţific operei de redresare a agriculturii în ţara noastră, precum şi valoarea acestor cercetări au condus la recunoaşterea lor pe plan mondial, prin ţinerea la Bucureşti a celui de-al VIII-lea Congres internaţional de pedologie (1964) al cărui preşedinte a fost acad. N. Cernescu.

★

Mai buna cunoaştere a stratigrafiei şi a repartiţiei faciesurilor terenurilor sedimentare şi în parte a celor cristalofiliene din România au permis o clarificare a concepţiilor referitoare la *procesele geodinamice* şi, legate de ele, a celor *magmatice* şi *metalogenetice* care s-au desfăşurat în sectorul românesc al orogenului generat pe amplasamentul Mării Tethys.

În urma studiilor aprofundate care s-au efectuat în masivele vechi metamorfice din Carpaţi şi Dobrogea se conturează tot mai mult ideea superpoziţiei cîtorva cicluri tectono-magmatice în formaţiunile precambriene dislocate şi metamorfozate cel puţin în perioada baicaliană de cutare şi a regenerării eventuale a unor nuclee kareliene.

Transgresiunea ordovicianului peste seria de argile cambriene (?) la Bordeiul-Verde atestă în orice caz existenţa unor mişcări mai vechi decît acest sistem în Platforma Moesică.

Nu se conturează încă destul de clar rolul şi caracterul mişcărilor tectonice paleozoice. Se preconizează o fază de cutare caledoniană, responsabilă de metamorfozarea celor mai recente formaţiuni cristalofiliene (seria de Drăgşan superioară), însoţită de intruziuni de granitoide.

Faza hercinică de cutare se manifestă în Carpaţii Meridionali prin metamorfismul formaţiunilor seriei de Tulişa (plante carbonifere).

Prezenţa ordovicianului şi silurianului, slab metamorfozat, şi a devonianului flişoid din Dobrogea de nord, precum şi a silurianului dislocat din Dobrogea meridională aduc argumente noi pentru o fază orogenică paleozoică hercinică, cu care ocazie au fost regenerate şi vechile nuclee cristaline din nord-est.

Mai pregnant se conturează încheierea mişcărilor hercinice în partea de vest a ţării (Munţii Apuseni şi Banat), prin dezvoltarea largă a molaselor permiene şi a erupţiilor subsecvente abundente de porfire şi diabaze.

În timpul erei mezozoice, cum au confirmat studiile cele mai recente, au avut loc mişcări importante, care s-au reflectat în numeroasele variaţii de facies ale formaţiunilor geologice şi în distribuţia lor spaţială.

Imaginea evoluţiei orogenice alpine a marelui bloc carpatic consolidat pînă la finele paleozoicului a fost detaliată şi completată prin studiile efectuate în zonele pînzelor de şariaj cretacic superioare din Bihor (pînza de Codru), din Carpaţii Meridionali (şariajul getic în Godeanu) şi în Oltenia şi în special prin studiile asupra masivelor cristalino-mezo-

zoice din Perşani şi Carpaţii Orientali (Hăghimaş, Rarău), cu evidenţierea unei pînze transilvane cu vergenţe estice, a cărei zonă de origine este de căutat în fundamentul Bazinului Transilvaniei.

Mişcările crustei din triasic şi jurasic — cretacic inferior au fost subliniate de emisiuni abundente de lave bazice în zonele mobile, asociate cu formaţiunile calcaroase în geosinclinalul Mureşului şi în şanţurile interne ale zonei cristaline (Rarău, Perşani, zona stratelor de Sinaia, fosa Severinului).

În cretacicul superior, în ultimele faze ale mişcărilor getice au avut loc importante efuziuni bazice de diabaze în Arjana şi valea Cernei şi de belugite în Mehedinţi, care subliniază caracterul eugeosinclinal al depresiunilor în care s-a format flişul cretacic superior danubian.

Magmatismul subsecvent banatitic cu bogatele lui zăcăminte contact-metamorfice de minereuri feroase şi neferoase a făcut obiectul a numeroase studii moderne, petrografice şi geochimice.

În zonele de platformă, depozitele mezozoice acoperă un relief erodat al fundamentului cutat în orogeneza hercinică. Mişcările crustei au constat din ridicări şi coborîri epirogenice reflectate în lacune şi transgresiuni în jurasic şi cretacic, ecouri mai îndepărtate ale cutărilor alpine din Carpaţi.

În neozoic au avut loc numeroase mişcări geotectonice care s-au manifestat cu intensităţi diferite în continuarea mişcărilor de ridicare începute încă din cretacic. În faţa Carpaţilor, în ridicare, depresiunea geosinclinală precarpatică (din Moldova pînă în Oltenia) era în continuă afundare, zona de maximă adîncime migrînd mereu spre exterior, pe cînd flancul intern era în continuă exondare, determinînd astfel o sedimentare activă în care formaţiunile de fliş, de molasă şi lagunare, ca şi cele pelitice bituminoase din zonele centrale se repetau ciclic.

Mişcări orogenice mai importante au avut loc în timpul fazei stirice vechi (antehelveţiană) resimţită în încălecările unităţilor interne ale zonei flişului carpatic. Mişcările principale care au condus la formarea structurilor majore în zona flişului carpatic s-au manifestat la sfîrşitul tortonianului — începutul sarmaţianului (faza stirică nouă = moldavică), cînd s-au format pînzele flişului (pînza gresiei de Tarcău (L. Mrazec) în spiritul ideilor lui G. Murgeanu, Gh. Macovei şi D. M. Preda, pînza medio-marginală, I. Băncilă) şariate uneori în bloc peste formaţiunile tortoniene—sarmaţiene ale Platformei Moldoveneşti, raporturi analoge schiţîndu-se şi la contactul Depresiunii Getice cu Platforma Moesică. Fazele de mişcare ulterioare care au durat pînă în pliocenul superior — cuaternar (attică, valahică) au desăvîrşit edificiul orogenic carpatic.

În zonele interne carpatice s-au produs fracturi adînci care au început să se manifeste încă de la finele cretacicului superior, continuînd cu intensitate mai marcată în neozoic, în oligocen, dar mai ales în tortonian, cînd s-a format Depresiunea Panonică, depresiunile intramontane din Munţii Apuseni şi Maramureş şi Depresiunea Transilvaniei, aceasta din urmă avînd perioada de scufundare maximă în miocen superior — pliocen.

Pe liniile de fractură care mărginesc şi străbat aceste depresiuni s-a manifestat, începînd din tortonian — sarmaţian pînă în pliocen — pleistocen inferior, o intensă activitate vulcanică de care sînt legate impor-

tante zăcăminte metalifere hidrotermale. Studiile amănunțite efectuate în Munții Apuseni, în Maramureș și în impunătorul lanț vulcanic Călimani — Gurghiu — Harghita au stabilit succesiunea în timp a fazelor de erupții și corelația lor cu fazele de formare a filoanelor metalifere.

Noile rezultate științifice, expuse sumar mai sus, ale activității geologice din România au apărut într-o bogată serie de publicații ale Academiei și ale Comitetului de Stat al Geologiei, precum și în revistele de specialitate ale universităților și institutelor de învățămînt tehnic superior, iar sinteza lor este concretizată în hărți geologice de mare finețe.

Remarcăm, în primul rînd, apariția, sub egida Academiei și a Comitetului de Stat al Geologiei, a primei hărți geologice de ansamblu la scara 1 : 500 000 de mare valoare științifică și practică pentru orientarea în perspectivă a lucrărilor geologice și o adevărată operă de artă ca execuție, care sintetizează o imensă muncă depusă de geologii noștri în decurs de peste 30 de ani. De asemenea, reținatenția hărțile litofaciale ale etajelor neogene la scara 1 : 1 500 000, harta tectonică a României la scara 1 : 1 000 000, elaborată pe principiile stabilite pentru harta tectonică internațională a Europei, apoi, la aceeași scară, harta geologică, harta cuaternarului, harta solurilor și, în fine, seria de hărți geologice, hidrogeologice, geofizice, metalogenetice, pedologice la scara 1 : 100 000 și 1 : 200 000, editate de Institutul geologic al Comitetului de Stat al Geologiei, rodul colaborării active a geologilor vîrstnici și tineri din diferitele instituții de cercetare geologică.

Școala geologică românească marchează un important progres în dezvoltarea științelor geologice. Rezultatele cercetărilor geologilor noștri sînt cunoscute și apreciate în cercurile științifice internaționale, fiind prezentate atît cu ocazia reuniunilor și congreselor geologice din străinătate, cît și a celor din România (Congresul al V-lea al Asociației geologice carpato-balcanice—1961). De asemenea geologii români sînt solicitați să colaboreze la cercetările geologice și geofizice din diferite țări străine pentru descoperirea de zăcăminte de substanțe minerale utile sau să prezinte în conferințe științifice rezultatele cercetărilor geologice din România.

Geologii români, continuatorii unei bogate tradiții științifice, consideră ca o sarcină de onoare să contribuie cu tot elanul la progresul științelor, pentru înflorirea patriei lor socialiste și a civilizației umane.

OBSERVAȚII GEOLOGICE ÎN REGIUNEA POLOVRAGI

DE

ACADEMICIAN AL. CODARCEA și C. DRĂGHICI

55(05)

În lucrare se discută, pe baza observațiilor făcute pe văile Oltețului și Tărîiei, succesiunea formațiunilor geologice din această regiune și tectonica lor. Autohtonul danubian este reprezentat prin roci granitoide, gresii cuarțo-feldspatice liasice, calcare jurasic superioare — cretacic inferioare și fliș cretacic superior cu olistolite de calcare și marno-calcare cu *Rotalipora apenninica* Renz. Formațiunile parau-autohtonului de Severin sînt reprezentate prin strate de Azuga și strate de Sinaia, iar cele ale domeniului getic prin gnaise micacee și amfibolice.
Tectonic se aduc precizări privind încălecarea formațiunilor parautohtonului de Severin și a șișturilor cristaline ale pînzei getice peste depozitele sedimentare ale autohtonului danubian.

Localitatea Polovragi este așezată în partea de nord a Olteniei, în Depresiunea Getică, la poalele Carpaților Meridionali (Munții Căpățînii), la ieșirea Oltețului din munți.

Împrejurimile sale oferă condiții favorabile pentru examinarea relațiilor geologice dintre unitățile structurale majore ale Carpaților Meridionali, autohtonul danubian și pînza getică, acoperite transgresiv de formațiunile neogene ale Depresiunii Getice. Prin localizarea sa la capătul de est al ferestrei tectonice a Parîngului, sectorul muntos de la Polovragi reprezintă o importanță deosebită în rezolvarea problemelor structurale din Carpații Meridionali (fig. 1).

În concepția sa tectonică, Gh. Munteanu-Murgoci (13) a trasat limita dintre formațiunile cristaline și sedimentare ale autohtonului danubian și acelea ale pînzei getice, începînd din valea Jiețului spre E, în valea Lotrului și Latoriței, pînă la Ciunget, și apoi către S pînă la Polovragi, delimitînd astfel partea estică a marii ferestre a autohtonului din Carpații Meridionali. Cu ocazia unei excursii făcute la Polovragi, în anul

St. și cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie t. 11 nr. 2 p. 297–310 București 1966

1936, de primul autor, împreună cu acad. Gh. Macovei, s-a remarcat asemănarea care există între succesiunea litologică a formaţiunilor din această regiune şi relaţiile lor structurale cu cele observate în Podişul

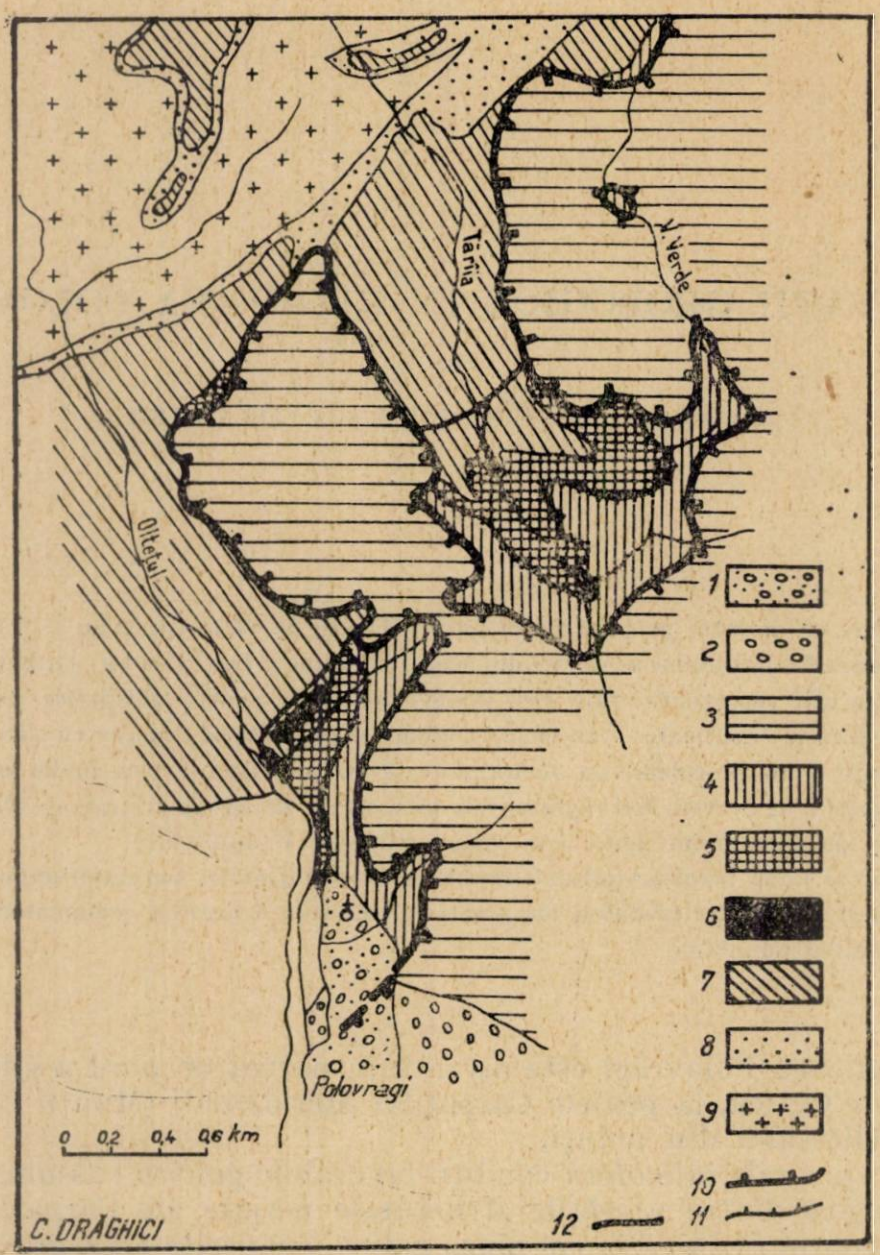


Fig. 1. — Schiţa geologică a regiunii Polovragi.

1, Terasa Olteţului; *2*, pietrişuri neogene; *3*, şisturile cristaline ale pînzei getice; *4*, parautohtonul de Severin, strate de Azuga şi Sinaia, jurasic superior — cretacic inferior; *5*, fliş grezos cu olistolite, turonian — senonian inferior (?); *6*, calcare marnoase şi marne calcaroase de tip Nadanova, apţian superior — cenomanian; *7*, calcare masive, jurasic superior — cretacic inferior; *8*, gresii cuarţo-feldspatice liasice; *9*, granite; *10*, planul de încălecare al pînzei getice; *11*, planul de încălecare al parautohtonului de Severin; *12*, plane de alunecare.

Mehedinţi, ceea ce a permis extinderea consideraţilor tectonice din Mehedinţi şi la regiunea Polovragi (3).

Şt. Ghica-Budeşti (11) a confirmat concepţia tectonică a lui Gh. Munteanu-Murgoci şi, ulterior, a adus o serie de detalii

privind traseul acestei limite între Polovragi și Balota [1]. Depozitele sedimentare mezozoice situate între cele două unități cristaline au fost repartizate la complexul infragetic, cele de la Polovragi fiind încadrate în seria autohtonă de sud. Pe Valea Verde (o ramificație a văii Tărîia), Șt. Ghica-Budești (11) recunoaște prezența pînzei de Severin prin existența „des schistes verts et calcaires mélangés avec quelques ophiolites que l'on peut comparer aux couches de Sinaia. C'est ce lambeau qui représenterait un témoin de la série du Severin"[2].

În urma unor observații făcute la mănăstirea Polovragi, la E de Olteț, în 1950, de primul autor, s-a confirmat prezența stratelor de Sinaia asemănătoare cu cele din Podișul Mehedinți.

Efectuarea unor prospecțiuni geologice în ultimii ani în bazinele Oltețului și Cernei de către M. Trifulescu și C. Micu[3], în urma cărora structura regiunii a fost interpretată într-un mod fundamental diferit (16) față de observațiile noastre (3) și de observațiile lui Șt. Ghica-Budești (11), ne-a determinat să reluăm cercetările în această zonă. Executarea unor drumuri forestiere pe văile Oltețului și Tărîia (Valea Seacă), care au deschis două profile geologice complete, ne-au permis să fim în posesia unor date interesante în legătură cu structura geologică a acestei regiuni.

În continuare vom prezenta succesiunea litologică a celor două profile menționate (valea Oltețului și valea Tărîia), care ne va permite, în lumina rezultatelor obținute prin cercetările efectuate în Podișul Mehedinți (2), (4), (8), (9), (10), (12), să completăm observațiile anterioare.

SUCCESIUNEA LITOLOGICĂ DIN VALEA OLTEȚULUI

Valea Oltețului oferă următoarea succesiune litologică, începînd din zona de granite spre aval (fig. 2).

1. Peste masivul granitic se așază gresii cuarțo-feldspatice pe cîteva zeci de metri lățime, constituite dintr-un agregat inechigranular cu forme neregulate de cuarț, ortoză, albit și feldspați plagioclazi (parțial sau total invadați de microlite sericito-caolinoase), granulele avînd dimensiuni pînă la 2 mm. Cimentul pelicular sau de atingere este de natură argiloasă și a luat naștere pe seama unui detritus feldspatic foarte fin sau pe seama soluțiilor aluminoase rezultate prin procesul de alterare. Aceste gresii s-au format în urma procesului de dezagregare *in situ* al maselor granitice și s-au acumulat cu precădere în formele de relief negative de pe suprafața masivului granitic.

Prin analogie cu gresiile situate la baza calcarelor jurasice din Podișul Mehedinți (Baia-de-Aramă), credem că putem atribui gresiilor cuarțo-feldspatice descrise vîrsta liasică.

2. Peste gresia cuarțo-feldspatică, pe cîțiva metri grosime, se dezvoltă o brecie constituită din blocuri și fragmente de roci granitice, spo-

[1] Șt. Ghica-Budești, *Raport de prospecțiuni geologice a reg. Baia de Fier, Jud. Gorj*, Arh. Com. geol., 1941.

[2] ... „șisturilor verzi și calcarelor amestecate cu puține ofiolite pe care le putem compara cu stratele de Sinaia. Acesta este lamboul care ar reprezenta un martor al seriei de Severin", p. 186.

[3] M. Trifulescu și C. Micu, *Raport de prospecțiuni geologice pentru fier în Munții Parîng*, Arh. Com. geol., 1961.

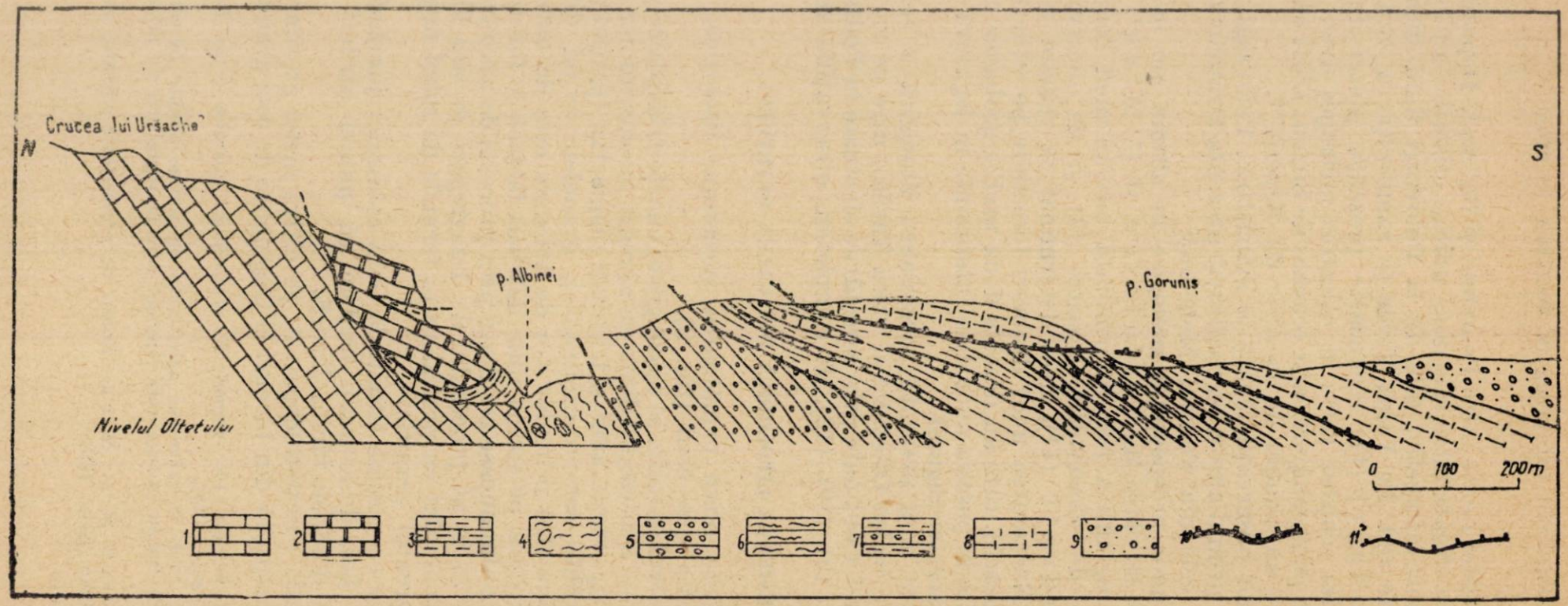


Fig. 2. — Profilul din malul estic al Olteţului

Domeniul autohton: 1, calcare masive compacte jurasic superior — cretacic inferior; *2*, klippe de calcare urgoniene; *3*, marno-calcare de Nadanova cu *Rotalipora apenninica* Renz, cenomanian; *4*, fliş argilos-grezos cu olistolite; *5*, gresii cuarţoase-micacee, turonian — senonian inferior. *Parautohtonul de Severin*: *6*, şisturi argiloase, ciocolatii-cărămizii şi verzui, vulcanogene — strate de Azuga —, jurasic superior; *7*, alternanţă de marne calcaroase şi calcarenite cu vine de calcit — strate de Sinaia — berriasian — valanginian. *Pînza getică*: *8*, gnaise micacee. *Depresiunea getică*: *9*, pietrişuri neogene; *10*, linia de încălecare a pînzei getice; *11*, linia de încălecare a parautohtonului de Severin.

radic șisturi cristaline și accidental gresii cuarțo-feldspatice de tipul celor descrise anterior, înglobate într-un ciment grezos, la partea inferioară, sau calcaros, la partea superioară. Această brecie stă discordant peste gresia cuarțo-feldspatică, pe care o remaniază.

3. Urmează un puternic masiv de calcare, dezvoltat pe o lățime de 2 km. Calcarele prezintă aspecte masive, compacte, culoare cenușie pînă la albă și numai sporadic negricioasă. Cheile pitorești ale Oltețului, cu o deschidere foarte îngustă și cu pereți verticali cu înălțimi pînă la 350 m, s-au format pe o zonă de fractură din aceste calcare. Fisurile din masa calcarelor pe traseul văii au direcția N—S și căderi verticale, ele reprezentînd veritabile plane de forfecare.

Calcarele sînt constituite dintr-o masă foarte fină de carbonat de calciu criptocristalin pînă la microcristalin, pe alocuri cu porțiuni foarte fin granulare, altele recristalizate și vine de calcit. De asemenea se remarcă și prezența unor contururi organogene cu forme șterse de procesul de diageneză.

În aceste calcare au fost observate forme de tintinide, care indică o vîrstă jurasic superioară — cretacic inferioară, similară cu a celorlalte calcare de pe rama de S a Carpaților Meridionali (2), (9), (12).

4. La ieșirea din cheile Oltețului situația geologică este mai complicată. În aval de peștera Polovragi, la nivelul drumului forestier, apar marne calcaroase și calcare marnoase cenușii-negricioase de tipul celor de Nadanova din Podișul Mehedinți (4), care se dezvoltă numai în partea de E a drumului sub forma unei lame care stă peste masivul de calcare și este acoperită de o placă de calcare masive, compacte.

Dacă la ieșirea din chei marnele situate sub placa de calcare (fig. 3) sînt tectonizate, la circa 50 m în amonte, la izvor, se observă o trecere

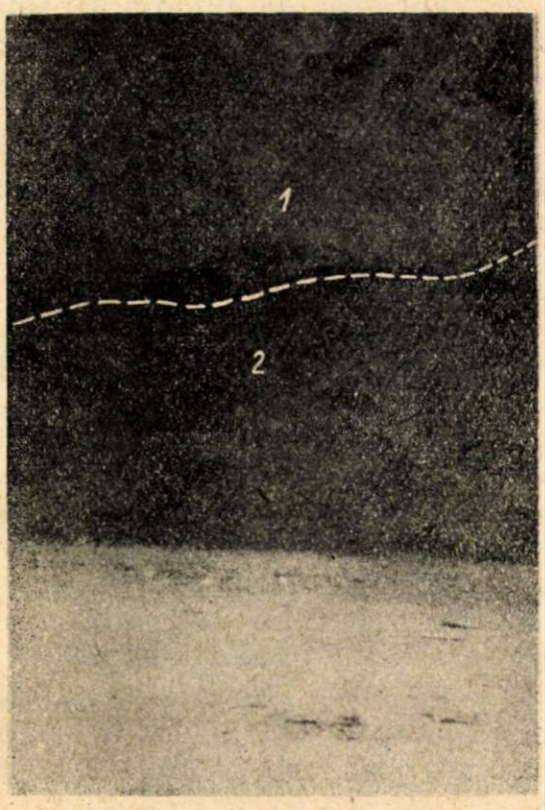


Fig. 3. — Relațiile dintre calcare și marnele de Nadanova pe drumul forestier la ieșirea din cheile Oltețului. *1*, Calcare masive, cretacic inferior ; *2*, șisturi marnoase-argiloase, laminate, cenomanian.

gradată de la calcare masive compacte situate deasupra, la calcare cenuşii-negricioase cu *Ticinella roberti* Gand şi apoi la marne calcaroase cu *Rotalipora apenninica* Renz (fig. 9). În torentul de la ieşirea din chei, sub placa de calcare, se dezvoltă marne calcaroase de Nadanova.

Succesiunea inversă de la marne calcaroase cu *Rotalipora apenninica* la calcare marnoase cu *Ticinella roberti* şi apoi la calcare masive compacte relevă existenţa unei plăcii de alunecare răsturnată.

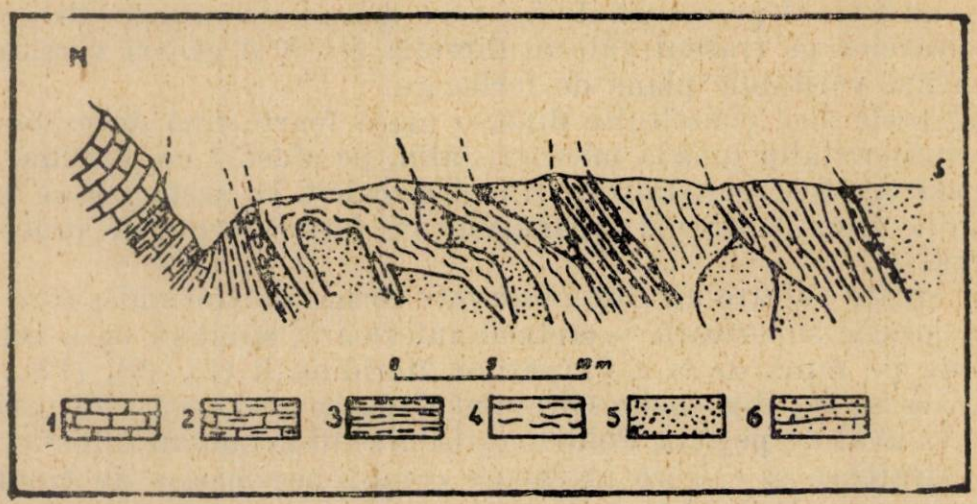


Fig. 4. — Deschiderea pe drumul forestier de la ieşirea din cheile Olteţului spre mănăstirea Polovragi.

1, Calcare masive, cretacic inferior; *2*, calcare marnoase, albian; *3*, marne calcaroase; *4*, şisturi marnoase tectonizate,cenomanian; *5*, gresii cuarţoase, micacee masive; *6*, gresii cuarţoase, micacee fin stratificate, turonian–senonian inferior.

Formele de microorganisme citate atestă o vîrstă cenomaniană marnelor calcaroase, apţian superior — albiană calcarelor marnoase, iar calcarele masive ar reveni barremianului superior—apţianului inferior (facies urgonian).

5. De la marno-calcarele de Nadanova se face trecerea la gresii cuarţoase micacee, masive, cu dezvoltare mai evidentă în malul estic al Olteţului, printr-o zonă imbricată de marne calcaroase şistoase şi de gresii cuarţoase micacee şi cu argile laminate prinse pe planele de alunecare (fig. 4).

6. În partea de E a drumului, pe pîrîul Albinei şi pe pîrîul Goruniş, precum şi în malul estic al Olteţului, sub depozitele de terasă pe care este aşezată mănăstirea Polovragi, peste gresiile cuarţoase micacee se dispun calcarenite cu frecvente vine de calcit în alternanţă cu pachete de marne calcaroase stratificate în plăci, cunoscute în Carpaţii Meridionali sub denumirea de „strate de Sinaia" (2). În partea bazală a acestora s-a întîlnit şi în malul Olteţului şi pe pîrîul Goruniş (situat la E de mănăstire) un pachet de şisturi argiloase cărămizii şi şisturi argiloase şi cuarţite verzui, în alternanţă cu calcarenite. Aceasta reprezintă un aspect al formaţiunilor din complexul „stratelor de Azuga".

Pe pîrîul Goruniş se dezvoltă un banc de calcare cu grosimi mai mari şi cu aspect masiv, în care au fost întîlnite microorganisme reprezentate prin următoarele forme: *Calpionella* (*Tintinnopsella*) *carpathica*

Murg. et Filip., *Calpionella alpina* Lorenz, *Calpionella neocomiensis* Colom. și *Stenosemellopsis hispanica* Colom. Aceste forme atestă vîrsta berriasian — valanginiană pentru stratele de Sinaia de la Polovragi, vîrstă similară cu aceea a stratelor de Sinaia de la Vîrciorova (6).

7. Peste stratele de Sinaia stau gnaise micacee cu frecvente injecții feldspatice, specifice cristalinului din domeniul getic. Zona de trecere de la stratele de Sinaia, situate în bază, la șisturile cristaline, situate deasupra, este constituită din roci puternic zdrobite pe cîteva zeci de metri grosime.

SUCCESIUNEA LITOLOGICĂ DIN VALEA TĂRÎIA

Pîrîul Tărîia (Valea Seacă) se situează la 1,5 km E de Olteț și curge cu direcția N—S, traversînd formațiunile autohtonului danubian, parautohtonului de Severin și pînzei getice. Începînd de la N spre S, pe noul drum forestier, a fost deschisă următoarea succesiune (fig. 5):

1. Granite de tip Șușița, cu structură echigranulară și testură masivă.

2. Gresii cuarțo-feldspatice, similare cu cele din valea Oltețului, cu o grosime de circa 20 m.

3. Calcare jurasic superioare-cretacic inferioare, deschise de-a lungul drumului pe circa 1,7 km; ele formează cheile propriu-zise ale Tărîiei și se prezintă cu aspect masiv, sînt compacte, uneori cu structură zaharoidă și colorate în alb pînă la cenușiu. La 200 m în amonte de limita granite-gresii, peste granite, mai apare un petic izolat de gresii cuarțo-feldspatice și calcare scăpate de la eroziune, care se dezvoltă numai în versanții văii pe circa 80 m lățime.

4. Mai în aval, sub calcare, apare o deschidere (fereastră?) (fig. 6) în care se găsesc calcare marnoase și marne calcaroase, asemănătoare, în parte, cu cele de Nadanova din Podișul Mehedinți. Calcarele marnoase prezintă mai multe nuanțe de culoare (cenușii-negricioase, verzui sau cafenii) imprimate de existența unui material argilos, fie sub formă de lamine paralele cu planele de stratificație, fie sub forma unui pigment foarte fin răspîndit în masa carbonatului de calciu fin granulară. În cele mai frecvente cazuri, microorganismele apar în proporții ridicate (circa 40%), imprimînd rocii un caracter organogen. Printre acestea au fost recunoscute forme de *Ticinella roberti* Gand (fig. 10) și *Preglobotruncana* sp. (fig. 11).

Marnele calcaroase au culori cenușii-negricioase sau ciocolatii, sînt constituite dintr-o masă de carbonat de calciu fin granular, separat de lamine de minerale argiloase care marchează planele de stratificație. În aceste marne s-au observat numeroase forme de microorganisme, reprezentate prin radiolari și foraminifere. Au fost recunoscute cîteva exemplare de *Rotalipora apenninica* Renz (fig. 12). Aceste forme atestă vîrsta cenomaniană pentru pachetul respectiv.

5. În continuare, pe circa 60 m, se dezvoltă calcarele compacte, care acoperă marnele calcaroase descrise anterior, și un banc de gresii cuarțoase micacee. Aceste gresii au caracter fin granular (aleuritic), diametrul granulelor fiind în medie de 0,07 mm. Principalele minerale detri-

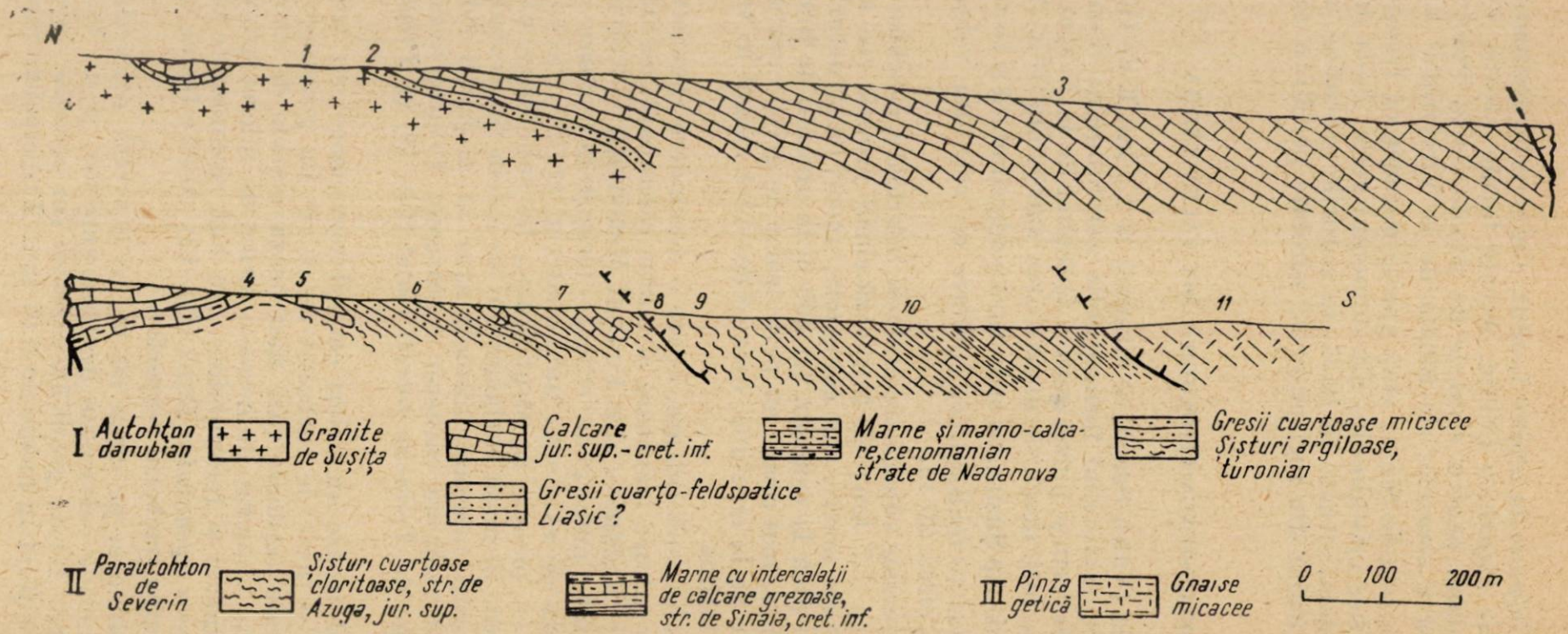


Fig. 5. — Profilul geologic al văii Tărîia (Valea Seac).

tice sînt reprezentate prin cuarț și feldspați (cu contururi rotunjite și semirotunjite) și muscovit sub formă de lamele orientate după planele de stratificație. Cimentul în care sînt prinse granulele are caracter de umplere sau de îngrămădire și mai rar de atingere, el fiind constituit dintr-un amestec de material argilos și solzi foarte fini de minerale micacee.

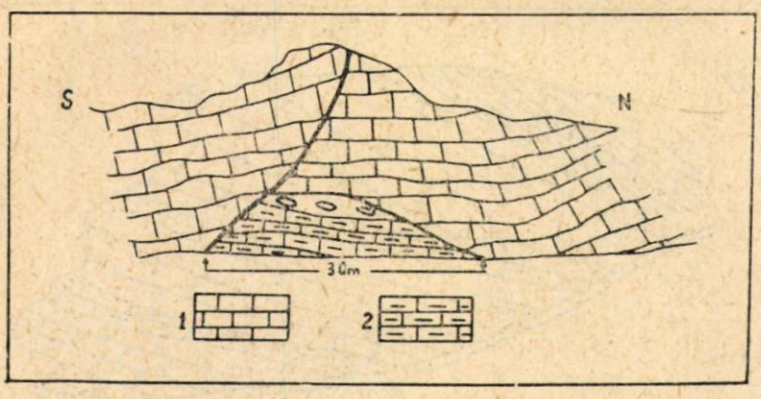


Fig. 6. — Detaliu la km 4,160 în valea Tărîia.

1, Calcare compacte, cretacic inferior; *2*, calcare marnoase și marne calcaroase de tip Nadanova, albian — cenomanian.

6. Mai departe, pe circa 290 m, se dezvoltă bancuri de gresii micacee, compacte, masive, care se deosebesc de primele prin caracterul granular mai grosier (granulele de cuarț și de feldspați ajung pînă la 1,5 mm diametru), prin prezența în proporție mai mare a biotitului și printr-un ciment predominant de atingere. În masa acestor gresii se întîlnește, pe 30 m, un olistolit de calcare masive, compacte, învelit de șisturi pelito-aleuritice.

7. Printr-o zonă de șisturi argiloase marnoase foarte frămîntate, cu intercalații de calcare grezoase, se trece la un olistolit de calcare compacte, masive, care se menține pe o distanță de 90 m. La limita din aval se remarcă o alternanță de lame de calcare și de marne calcaroase de tip Nadanova (fig. 7).

8. În continuare drumul a deschis pe circa 25 m o succesiune de pachete de șisturi argiloase imbricate și laminate, negricioase, șisturi cuarțoase-cloritoase, cu aspect filitos, de culoare verzuie și cu intercalații subțiri de calcarenite în masa lor și apoi marne calcaroase în alternanță cu calcarenite cu vine de calcit (strate de Sinaia), pe încă 25 m.

9. Prin cotire, drumul deschide diagonal pe circa 150 m șisturi cuarțoase-cloritoase verzui, în continuarea celor menționate anterior, în asociație cu șisturi argiloase foarte fine, de culoare ciocolatie (fig. 8). Examenul microscopic scoate în evidență prezența unui amestec de material cloritos-cuarțos, foarte fin dispus după planele de stratificație, format probabil pe seama unor aporturi vulcanogene, urmate de un proces de silicifiere secundară, fapt care ne-a determinat să considerăm șisturile cuarțoase-cloritoase ca pseudotachilite și tachilite. Șisturile verzui, de natură vulcanogenă, și cele ciocolatii, de natură argiloasă, din Podișul Mehedinți, care se aseamănă cu acestea, au fost repartizate la seria de Azuga, de vîrstă jurasic superioară (2).

10. Pe 300 m se dezvoltă apoi marne şistoase, cu intercalaţii de calcarenite cu vine de calcit, de tipul stratelor de Sinaia din valea Olteţului şi din Mehedinţi.

11. Printr-o zonă de material brecificat şi cu pornituri pe circa 15 m, se trece la şisturi cristaline, reprezentate prin tipuri formate în condiţii de metamorfism avansat (gnaise micacee şi gnaise amfibolice cu

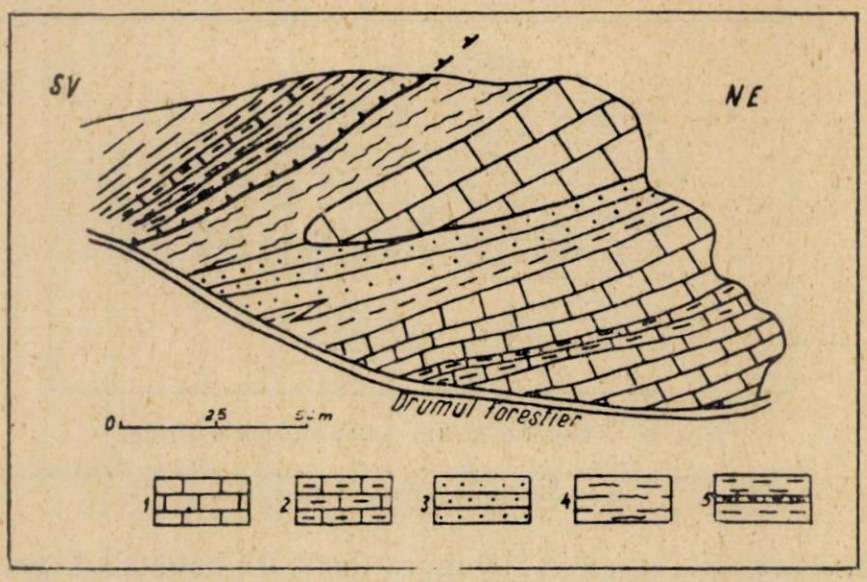


Fig. 7. — Olistolite de calcare în valea Tărîia la km 3,700.
1, Calcare masive, cretacic inferior ; *2*, marne calcaroase cenomanian ; *3*, gresii cuarţoase micacee, turonian–senonian inferior ; *4*, şisturi argiloase laminate; *5*, şisturi argiloase în alternanţă cu calcarenit (strate de Sinaia), berriasian – valanginian.

injecţii pegmatitice). În această masă de şisturi sînt foarte frecvente zonele de zdrobire şi de milonitizare. Formaţiunile cristaline stau peste stratele de Sinaia (fig. 5) şi se dezvoltă în aval, pe circa 3 km, pînă la limita cu depozitele neogene ale Depresiunii Getice care le acoperă transgresiv.

CONSIDERAŢII GEOTECTONICE

Pe baza datelor expuse anterior, prin comparaţie cu situaţia geologică mult mai clară cunoscută în Podişul Mehedinţi, unde cercetările sînt mai avansate, vom face cîteva consideraţii în legătură cu succesiunea litologică şi cu evoluţia tectonică şi paleogeografică a zonei muntoase din împrejurimile localităţii Polovragi.

Formaţiunile geologice deschise în lungul văilor Olteţului şi Tărîiei au luat naştere în condiţii deosebite, repartizîndu-se după caracterele litofaciale la cele trei domenii cunoscute în Carpaţii Meridionali, domeniul autohton, domeniul de Severin şi domeniul getic (5).

1. Domeniului autohton îi revin rocile granitice, gresiile cuarţo-feldspatice, probabil liasice, calcarele jurasic superioare — cretacic inferioare, calcarele marnoase cu *Ticinella roberti* Gand şi marnele calcaroase cu *Rotalipora apenninica* Renz albian — cenomaniene şi şisturile argilo-marnoase şi gresiile cuarţo-micacee turonian — senoniene.

2. Domeniului de Severin sau avanfosei de Severin îi revin rocile argiloase ciocolatii și cele verzui vulcanogene (stratele de Azuga) și marnele calcaroase cu intercalații de calcarenite cu vine de calcit (stratele de Sinaia), de vîrstă jurasic superioară — cretacic inferioară.

3. Domeniului getic îi aparțin gnaisele micacee și amfibolice, metamorfozate în faciesul amfibolitic.

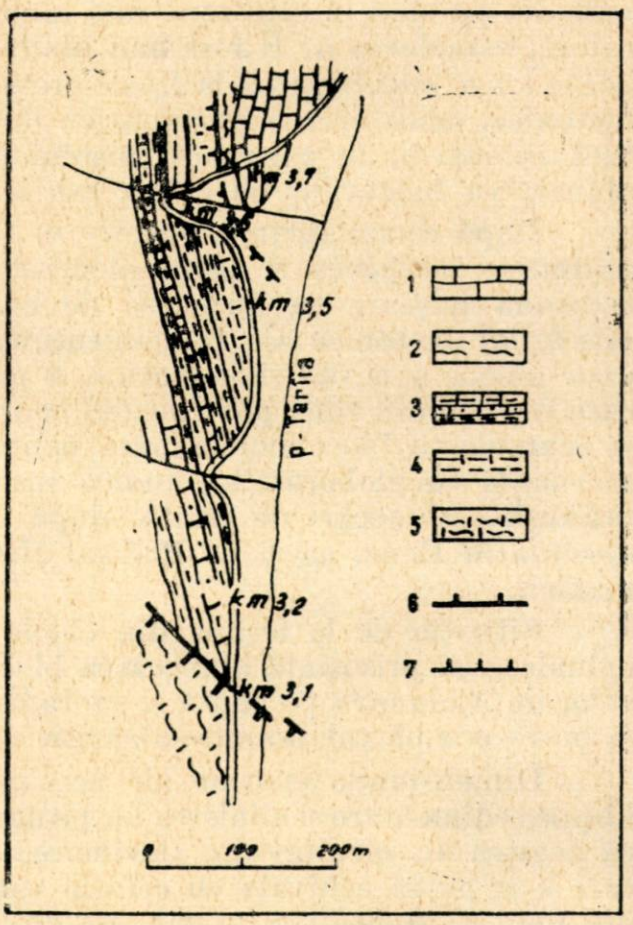


Fig. 8. — Schiță geologică pe valea Tărîia între km 3,00 și 3,800.

1, Calcare masive, cretacic inferior; *2*, fliș grezos cu olistolite de calcare, turonian-senonian inferior; *3*, șisturi argiloase, ciocolatii și șisturi cuarțoase-cloritoase strate de Azuga, jurasic superior; *4*, calcare marnoase și marne cu intercalații de calcarenite cu vine de calcit, strate de Sinaia, berriasian – valanginian; *5*, gnaise micacee și amfibolice milonitizate; *6*, planul de încălecare al pînzei getice; *7*, planul de încălecare al parautohtonului de Severin.

Autohtonul danubian. Peste fundamentul vechi de șisturi metamorfice și masive de roci granitoide s-au depus gresiile curțo-feldspatice de vîrstă probabil liasică. După o fază de gliptogeneză locală a urmat transgresiunea calcarelor jurasice superioare cu un nivel bazal de brecie. Acestea stau uneori direct peste fundament, ca de exemplu între Șușița și Schela (14), alteori acoperind gresiile liasice, ca de exemplu la nord de Cernadia (10 km vest de Polovragi).

Trecerea de la faciesul calcarelor recifale la depozitele de tip flișoid prezintă unele particularități, ca o consecință a unor condiții deosebite în care a avut loc procesul de sedimentare pe zone mai restrînse și a procesului tectonic care a intervenit ulterior.

Din studierea olistolitelor mari de calcare reiese că în unele cazuri se observă o alternanță între calcare și marne calcaroase (olistolitul din valea Tărîia) sau o tranziție de la calcare la calcarele marnoase cu *Ticinella roberti* Gand și la marnele calcaroase cu *Rotalipora apenninica* Renz (klippa de calcar de la ieșirea din cheile Oltețului), ceea ce pledează pen tru

continuitate de sedimentare pînă în cenomanian, în schimb, în alte cazuri se observă lipsa calcarelor marnoase (albiene) şi chiar a marnelor calcaroase (cenomaniene), ca de exemplu la ieşirea din cheile Olteţului la Polovragi.

Discordanţa dintre calcare şi seria flişoidă evidenţiază existenţa unei faze de exondare în procesul de sedimentare, care în împrejurimile localităţii Polovragi s-ar fi extins după apţianul inferior pînă în cenomanian, pe cînd în alte zone mai interne de unde ar proveni klippele de calcar, exondarea ar fi fost mai limitată sau chiar nu s-ar fi produs. Se poate trage concluzia că la finele cretacicului inferior au avut loc mişcări tectonice, denivelări importante cu formarea unui relief accentuat, eventual submarin, în zona povîrnişului continental, ceea ce ar fi facilitat alunecarea blocurilor de calcar sau a materialelor acumulate pe pante.

După cenomanian, respectiv în turonian, are loc depunerea de roci psamitice aleuritice şi pelito-aleuritice, caracteristice pentru bazine în continuă mişcare cu formarea de curenţi de turbiditate. Accentuarea mişcărilor tectonice ale fundamentului, însoţită de acţiunea sincronă a unor seisme şi a valurilor marine, a provocat sfărîmarea maselor de calcare recifale din zona povîrnişului continental sau a pragurilor submarine şi acumularea blocurilor la baza pantei. Blocurile de calcare şi calcarele marnoase cu globorotalide indică instalarea acestor mişcări însoţite de prăbuşiri, alunecări de pantă, după depunerea marnelor cu *Rotalipora apenninica* Renz, ca şi în Podişul Mehedinţi (10), respectiv după cenomanian.

Situaţia de la ieşirea din cheile Olteţului şi cea din valea Tărîia oglindesc cu prisosinţă alunecarea blocurilor de calcare şi marne de tipul celor de Nadanova pe pantă şi suprapunerea lor peste calcarele autohtone şi peste complexul psamito-aleuritic cu olistolite de calcare.

Dimensiunile enorme ale acestor blocuri de calcare cu aspect de klippe sedimentare şi alinierea lor pe un plan (valea Tărîia) ne fac să credem că acestea au rezultat din sfărîmarea unui relief proieminent de calcare care s-ar putea echivala cu cel din care a rezultat duplicatura de Cerna din Podişul Mehedinţi (2) sau cea de la Dobriţa din Munţii Vîlcan (14).

Seria de Severin. Prezenţa şisturilor argiloase ciocolatii-cărămizii, de natură sedimentogenă, în asociaţie cu şisturile cuarţoase cloritoase, de natură în parte vulcanogenă (stratele de Azuga), de vîrstă jurasic superioară, şi a marno-calcarelor cu intercalaţii de calcarenite cu vine de calcit (stratele de Sinaia), de vîrstă berriasian-hauteriviană, indică formarea lor în condiţii de adîncime mult mai mare. Argilele ciocolatii cu caracter pelitic şi bogate în oxizi de fier după C. V. P a p i u (15) reprezintă depozite de domenii mai adînci. În condiţiile formării avanfosei de Severin, în timpul depunerii seriei stratelor de Azuga au avut loc curgeri de lave din cortegiul ofiolitelor alpine. Dacă la Polovragi nu apare decît ecoul acestor ofiolite (tachilite şi pseudotachilite), în alte zone (Podişul Mehedinţi) cortegiul ofiolitic apare cu asociaţia caracteristică structurilor alpine.

Seria stratelor de Sinaia s-a format într-o fază cu mişcări sincrone cu procesul de sedimentare, ca şi în Podişul Mehedinţi, şi prezintă treceri gradate sau îndinţări cu seria stratelor de Azuga. În timpul acestei faze

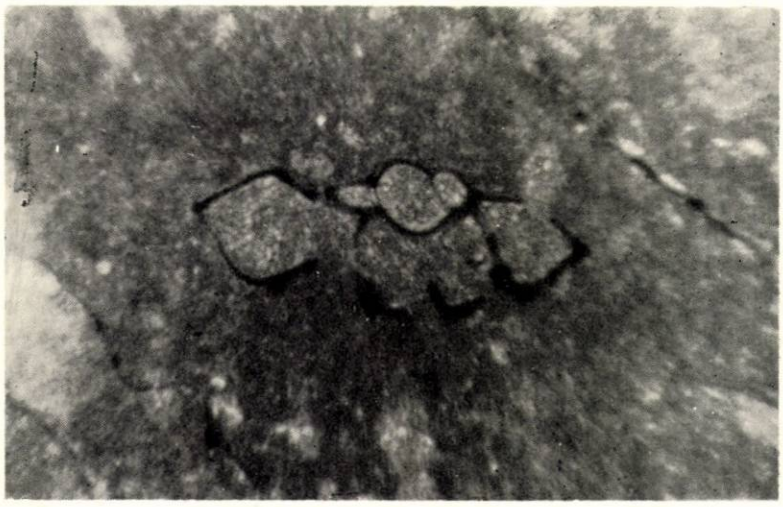


Fig. 9. — Marne calcaroase cu *Rotalipora apenninica* Renz, cenomanian, la ieșirea din cheile Oltețului, sub placa de calcare (N ||, 50 ×).

Fig. 10. — Calcare marnoase cu *Ticinella roberti* Gand, albian, valea Tărîia la km 4,160 (N ||, 66 ×).

Fig. 11. — Calcare marnoase cu *Preglobotruncana* sp., albian, valea Tărîia la km 4,180 (N ||, 67 ×).

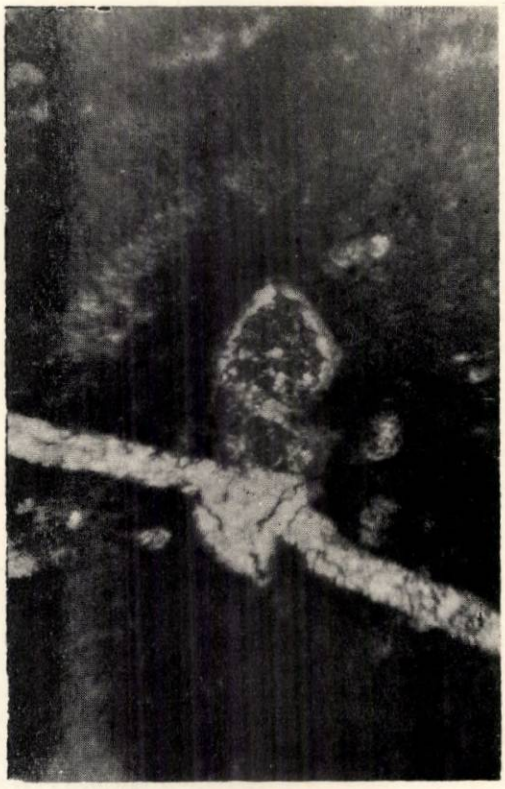


Fig. 12. — Marne calcaroase cu *Rotalipora apenninica* Renz, cenomanian, valea Tărîia la km 3,150 (N ||, 63 ×).

a avut loc formarea unor depozite de tipul pelitelor și aleuro-pelitelor în alternanță cu aleurite fine sau grosiere.

Șisturile cristaline mezometamorfice de tip getic. Aceste șisturi sînt reprezentate prin gnaise micacee și amfibolice și s-au format, după Al. Codarcea și colaboratori (5), în timpul unei orogeneze precambriene într-un domeniu mai vestic, respectiv nordic, ele fiind similare cu cele din seria de Sebeș — Lotru.

Relațiile dintre formațiunile celor trei domenii sînt de natură tectonică.

În cretacicul superior, în domeniul autohtonului danubian au loc mișcări tectonice cu formare de relief probabil submarin în timpul unei faze de sedimentare cu depozite de fliș haotic, caracteristice pentru bazinele pe cale de umplere (1) care a avut loc în turonian și, probabil, să fi trecut și în partea inferioară a senonianului, mișcări care se accentuează în final într-un al doilea paroxism orogenic alpin (faza getică), cînd s-a desăvîrșit structura în pînză de șariaj în Carpații Meridionali, cu ultima mișcare a pînzei getice.

Ea antrenează în baza ei depozitele sedimentare și rocile ofiolitice din geosinclinalul de Severin pe care le folosește ca lubrefiant, depășește autohtonul Parîngului și alunecă către actuala Depresiune Getică, acoperind formațiunile autohtonului danubian.

În concluzie, pe toată rama de S a Carpaților Meridionali, procesul de sedimentare și procesul tectonic au avut o evoluție analogă, începînd de la Dunăre și pînă la Polovragi.

Depozitele autohtone care încep cu reticul în Mehedinți (7), probabil, ca și la Polovragi, se continuă pînă la cretacicul superior (senonian inferior) după Al. Codarcea și colaboratori (5), cu unele întreruperi în procesul de sedimentare în jurasicul mediu și în albian (eventual și cenomanian).

Faza de umplere a albiei din zona de Cerna se încheie cu depozite de fliș haotic.

După senonianul inferior a avut loc șariajul pînzei getice care a antrenat în baza ei ca parautohton depozitele sedimentare și rocile ofiolitice din domeniul de Severin.

BIBLIOGRAFIE

1. Aubouin J., *A propos d'une centenaire : Les aventures de la notion de géosinclinal*, Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn., seria a II-a, 1959, **II**, *II*.
2. Codarcea Al., *Vues nouvelles sur la tectonique du Banat Méridional et du Plateau de Mehedinți*, An. Inst. geol. Rom., 1940, **XX**.
3. — *Contributions à la tectonique des Carpates Méridionales*, C. R. Inst. Géol. Roum., 1949, **25** (1936—1937).
4. Codarcea Al. și Mercus D., *Asupra vîrstei stratelor de Nadanova*, Com. Acad. R.P.R., 1959, **9**, *8*.
5. Codarcea Al., Răileanu Gr., Pavelescu L., Gherasi N., Năstăseanu S., Bercia I. și Mercus D., *Privire generală asupra structurii geologice a Carpaților Meridionali dintre Dunăre și Olt*, Ghidul Excursiilor, Congresul V al Asociației carpato-balcanice, București, 1961.
6. Codarcea Al., Năstăseanu S. și Mercus D., *Considerații asupra vîrstei stratelor de Sinaia din regiunea Vîrciorova — Porțile de Fier*, Com. Acad. R.P.R., 1962, **12**, *3*.

7. Drăghici C. și Semaka A., *Observații asupra liasicului de la Baia-de-Aramă*, St. și cerc. geol., 1962, **VII**, *1*.
8. Drăghici C. și Drăghici O., *Contribuții la cunoașterea formațiunilor sedimentare dintre Ponoare și Călugăreni : Podișul Mehedinți*, Dări de seamă Com. geol., 1964, **L**.
9. Drăghici C., *Structura geologică a Platoului Mehedinți între Isverna — Cloșani — Padeș — Baia de Aramă — Ponoare*, Dări de seamă, Com. geol., 1962, **XLVIII**.
10. — *Sedimentarul autohton dintre Cloșani și Obîrșia — Godeanu : Podișul Mehedinți*, Dări de seamă Com. geol., 1965, **LI**.
11. Ghica-Budești Șt., *Les Carpates Méridionales centrales, Recherches pétrographiques et géologiques entre le Parîng et le Negoi*, An. Inst. geol. Rom., 1940, **XX**.
12. Mercus D., *Contribuții la cunoașterea litologică a stratelor de Nadanova*, St. și cerc. geol.' 1961, **VI**, *3*.
13. Munteanu-Murgoci Gh., *Terțiarul din Oltenia*, An. Inst. geol. Rom., 1908, **I** (1907).
14. Mutihac V., *Stratigrafia și structura geologică a sedimentarului danubian din nordul Olteniei (între Valea Motrului și Valea Jiului)*, Dări de seamă Inst. geol., 1963, **LI**.
15. Papiu C. V., *Petrografia rocilor sedimentare*, Edit. tehnică, București, 1960.
16. Trifulescu M., Apostol A. și Micu C., *Mineralizația de fier din Munții Căpățînei*, Rev. minelor, 1964, **XV**, *3*.

Academia Republicii Socialiste România
și
Comitetul de Stat al Geologiei.

Primită în redacție la 26 mai 1966.

CONSIDERAȚII GEOCHIMICE ASUPRA ZĂCĂMÎNTULUI POLIMETALIC DE LA LEȘUL URSULUI. CARPAȚII ORIENTALI

DE

ACADEMICIAN N. PETRULIAN, LIVIA STECLACI, D. SANDU și FLORICA OROVEANU

55(05)

Distribuția elementelor majore s-a urmărit prin curbe de echiconținut și prin histograme. Comportarea antagonistă a Cu față de Pb și Zn, ca și prezența anumitor elemente minore sînt argumente în favoarea originii premetamorfice hidrotermale. Diferența dintre histogramele minereului compact și de impregnație este datorită în esență metamorfismului regional.

Zăcămîntul de la Leșul Ursului este localizat în nordul zonei cristaline a Carpaților Orientali, avînd forma de strate lenticulare faliate (șir de lentile), de dimensiuni apreciabile, formate din minereu compact, însoțite discontinuu de zone de minereu de impregnație. Există trei astfel de strate lenticulare, aproximativ paralele, denumite zona I, zona a II-a și zona a III-a, dispuse concordant în șisturi clorito-albitice cu ilmenit și sfen. În apropierea zăcămîntului se mai întîlnesc roci porfirogene și șisturi grafitoase, totdeauna sterile (3).

Într-un studiu anterior (7) am prezentat rezultatele cercetărilor macro- și microscopice, ca și concluziile genetice respective. Macroscopic, minereul compact este format aproape numai din pirită macrogranulară masivă sau cu tendință de rubanare, conținînd intercalații înguste de șisturi cloritoase sau cuarțitice. Minereul de impregnație are textură șistoasă, cu cuiburi mai largi de calcopirită și ceva pirită și ochiuri de cuarț. Sub microscop au fost puse în evidență următoarele minerale metalice (în ordinea frecvenței): pirită, calcopirită, blendă, galenă, mispichel, pirotină, marcasită, bismutină, galenobismutină, tetraedrit, bournonit, jamesonit, semseyit, aur, magnetită, ilmenit, rutil, anataz, limonit și covelină. Ca minerale de gangă s-au întîlnit: cuarț, calcit, ankerit, clorit, sericit, muscovit, albit și sfen. Compoziția mineralogică și modul

St. și cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie t. 11 nr. 2 p. 311–330 București 1966

de prezentare a minereului sînt destul de omogene în zăcămînt, deosebirile fiind mai mult de natură cantitativă. Astfel, minereul compact din zona I este mai bogat în blendă, galenă şi subordonat mispichel, în timp ce în zonele a II-a şi a III-a predomină calcopirita. Minereul din toate trei zonele de impregnaţie este foarte asemănător, fiind constituit din pirită şi calcopirită, ca minerale predominante.

Se observă sub microscop că mineralele casante ca pirita, magnetita şi mispichelul, uneori recristalizate în granule idiomorfe, au fost frecvent brecifiate, pe fisurile lor pătrunzînd sulfurile mai plastice, calcopirita, galena şi parţial blenda, ca şi mineralele de gangă. La atac cu reactivi aceste sulfuri dovedesc structuri de recristalizare şi maclare sub presiune. Se remarcă de asemenea frecvente corodări ale unor sulfuri prin altele mai noi, proces tipic în cazul zăcămintelor formate din sulfuri hidrotermale. Magnetita, ilmenitul, rutilul şi anatazul sînt localizate exclusiv în roca imediat vecină zonei mineralizate.

★

Prezentul studiu are ca scop să urmărească modul de distribuţie a elementelor majore şi minore în principalele tipuri de minereu de la Leşul Ursului, în vederea elucidării modului lor de migraţiune. Corelînd rezultatele actuale cu cele din lucrarea anterioară (7) vom putea obţine o imagine ceva mai complexă asupra modului cum s-a format zăcămîntul de la Leşul Ursului.

STUDIUL DISTRIBUŢIEI ELEMENTELOR MAJORE

Studiul distribuţiei elementelor majore în zăcămîntul de la Leşul Ursului s-a efectuat prin intermediul diverselor reprezentări grafice ale rezultatelor analizelor chimice sistematice de Cu, Pb şi Zn, principalele elemente majore din zăcămînt.

Au fost folosite astfel două tipuri de reprezentări :

1. *reprezentări prin linii de echiconţinut*, arătînd variaţia conţinuturilor în Cu, Pb şi Zn în zonele I şi a II-a pe grosimea zăcămîntului (galerii şi nişe) şi la diverse nivele (orizonturi), obţinîndu-se curbe cuprometrice, plumbometrice şi zincometrice ;

2. *reprezentări statistice*, histograme, pentru caracterizarea comportării cuprului, plumbului şi zincului, principalele elemente din cele două tipuri de minereu — compact şi de impregnaţie. Curbele statistice au fost întocmite separat pentru cele 3 zone. Totodată s-a putut urmări parţial distribuţia elementelor pe înălţimea zăcămîntului, ca şi în ansamblu pe tot minereul cunoscut.

1. REPREZENTĂRILE PRIN LINII DE ECHICONŢINUT

Reprezentările cuprometrice, plumbometrice şi zincometrice s-au făcut pentru minereul din sectorul pîrîul Leşului, unde galeriile 1, 3, 7 şi 11 urmăresc direcţional, la diferite nivele, mineralizaţia atît din zona I, cît şi din zona a II-a.

Galeria 1 se află la nivelul inferior și urmărește la început zona I, după care urmează o falie care deplasează zona a II-a în prelungirea zonei I.

Galeria 3 se află cu aproximativ 100 m mai spre suprafață și urmărește, ca și galeria 1, la început zona I și în continuare zona a II-a.

Galeria 7, cu încă circa 100 m mai sus, urmărește numai zona a II-a, iar galeria 11, cu încă circa 100 m deasupra galeriei 7, numai zona I.

În ansamblu deci, distribuția elementelor a fost urmărită pe o înălțime de aproximativ 300 m, din 100 în 100 m.

Pentru a urmări legile de distribuție ale cuprului, plumbului și zincului, am grupat conținuturile în aceste elemente pe clase, după cum urmează :

— pentru cupru
- clasa $< 0{,}5\%$ Cu
- clasa $0{,}5 - 1\%$ Cu
- clasa $> 1\%$ Cu

— pentru plumb și zinc
- clasa $< 1\%$ Pb, respectiv Zn
- clasa $1 - 2\%$ Pb, respectiv Zn
- clasa $> 2\%$ Pb, respectiv Zn.

Aceste clase de conținuturi, stabilite după criterii de frecvență a valorilor (verificate prin histograme și criterii economice), au fost reprezentate grafic pe un plan schematizat al galeriilor respective, unind punctele de echiconținut. Menționăm faptul că reprezentarea formei zăcămîntului nu este riguroasă, deoarece, pentru a da claritate zonelor de echiconținut, am mărit proporțional scara grosimilor. Implicit, zăcămîntul a căpătat o alură mai sinuoasă decît în realitate.

Reprezentările cuprometrice, plumbometrice și zincometrice ne permit să diferențiem net minereul din zona I de cel din zona a II-a. Minereul din zona I se caracterizează prin conținuturi ridicate în cupru și scăzute în plumb și zinc, ceea ce confirmă de altfel concluziile studiului calcografic și observațiile macroscopice (fig. 1, $A-C$ din galeria 1, fig. 2, $A-C$ din galeria 3 și fig. 4, $A-C$ din galeria 11). Minereul din zona a II-a este mai bogat în zinc și plumb decît în cupru (fig. 1, $A-C$ din galeria 1, fig. 2, $A-C$ din galeria 3 și fig. 3, $A-C$ din galeria 7). Subliniem faptul că diferențierea zonelor pe cale geochimică este mult mai categorică decît cea macro- și microscopică, iar zona de faliere din galeriile 1 și 3 se confirmă net.

Urmărind în ansamblu rezultatele obținute, se poate trage o concluzie importantă, verificată în toate reprezentările de echiconținut, și anume că distribuția cuprului este antagonistă cu cea a plumbului și a zincului, ultimele două asemănîndu-se între ele.

Distribuția antagonistă a cuprului în raport cu plumbul și zincul este o caracteristică a comportării geochimice a elementelor în zăcămintele hidrotermale. Într-adevăr, histogramele întocmite pe filoane sau pe întregul zăcămînt, pentru minereul de la Toroiaga (15), Herja, Ilba, Băița-Nistru, Băița-Crăciunești etc. confirmă cu constanță caracterul specific al migrațiunii antagoniste a cuprului față de plumb și zinc în zăcămintele hidrotermale. Concluzia care se detașează este că compoziția în elemente

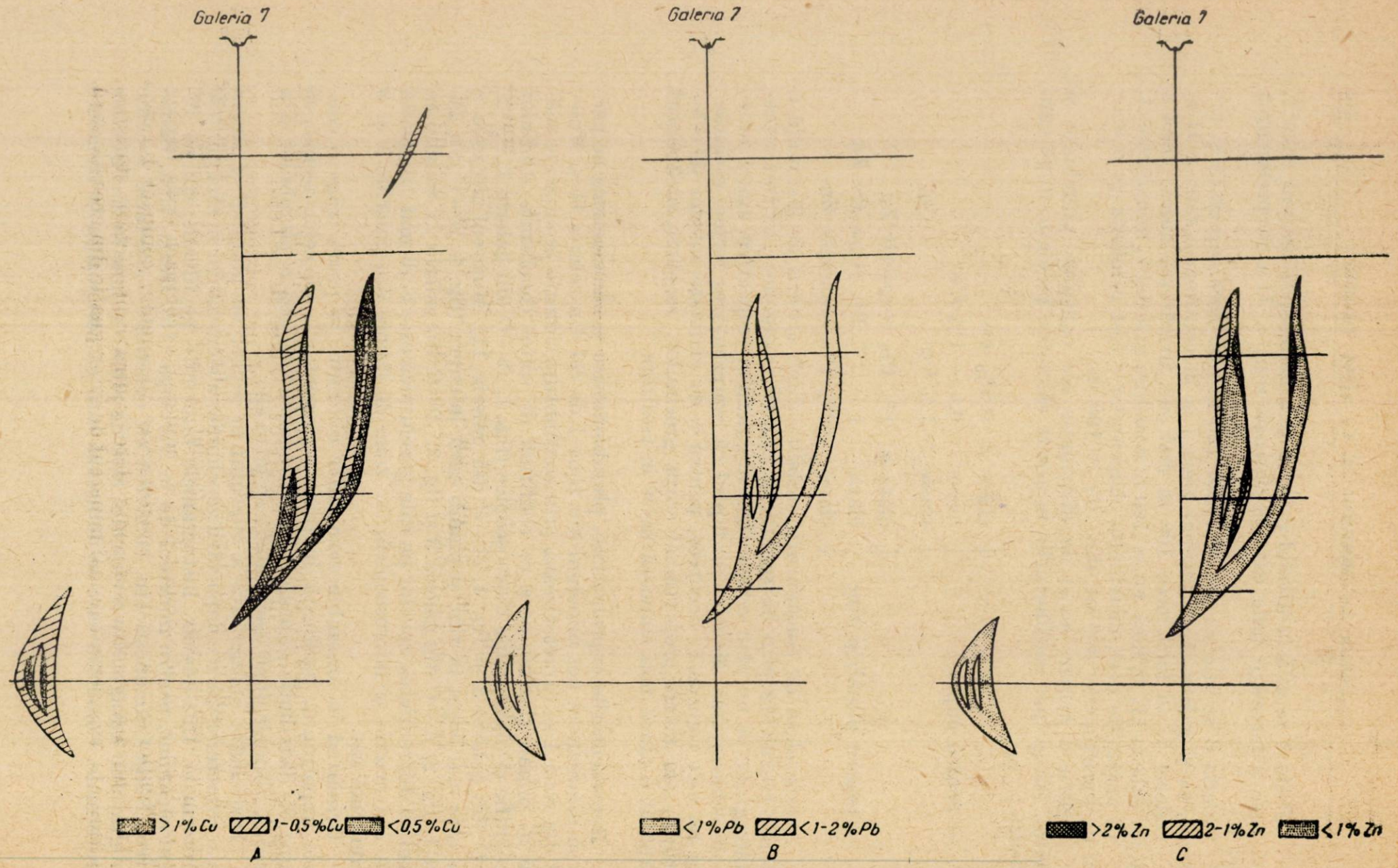


Fig. 3. — Variaţia conţinutului în elemente majore la nivelul galeriei 7.
A, Reprezentare cuprometrică; *B*, reprezentare plumbometrică; *C*, reprezentare zincometrică.

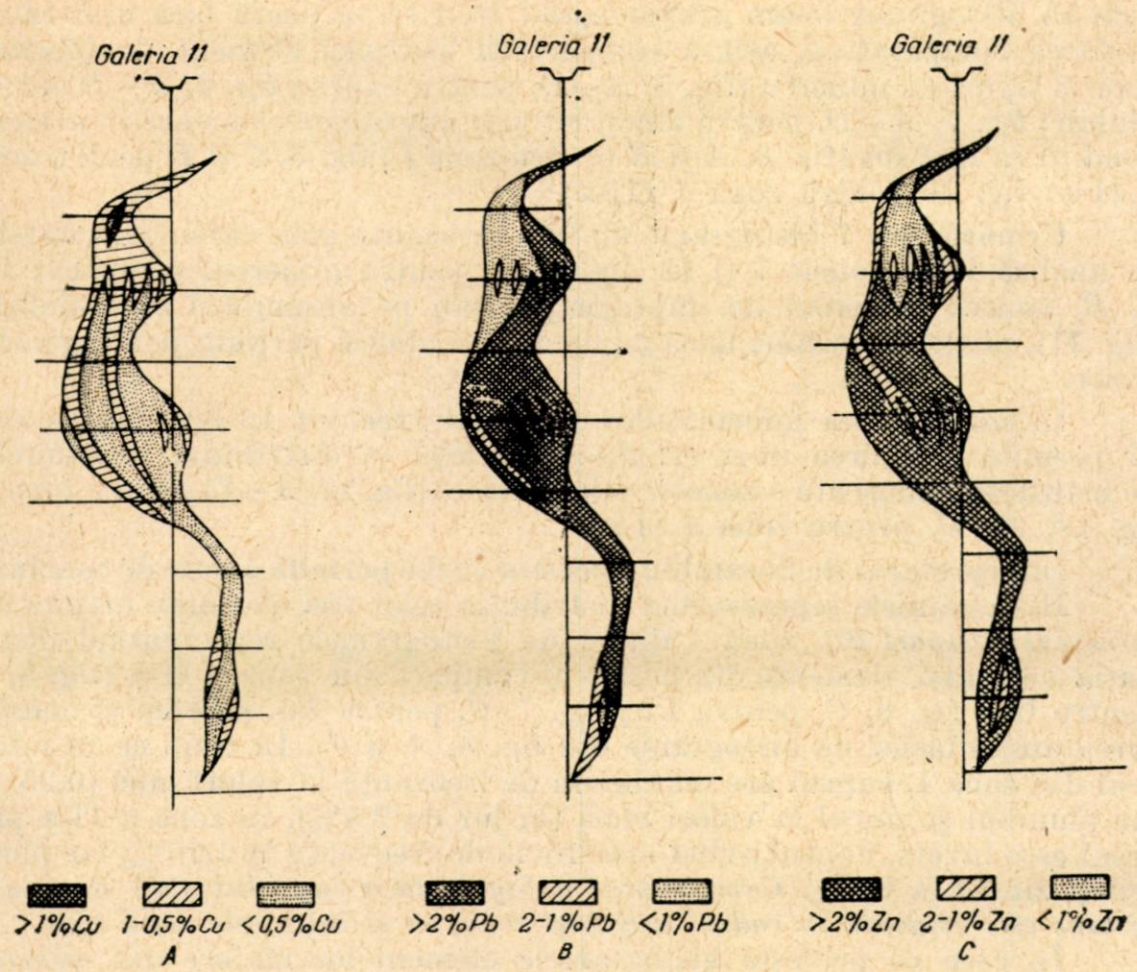


Fig. 4. — Variația conținutului în elemente majore la nivelul galeriei 11.
A, Reprezentare cuprometrică; *B*, reprezentare plumbometrică; *C*, reprezentare zincometrică.

a soluțiilor din care s-a format minereul de la Leșul Ursului este cu totul asemănătoare cu cea a soluțiilor din care s-au format zăcămintele hidrotermale. În timpul procesului de metamorfism se pare că nu au avut loc noi veniri de soluții mineralizante, ci numai „mobilizări" locale, astfel încît caracteristicile geochimice ale soluțiilor hidrotermale inițiale nu au fost mascate.

2. REPREZENTĂRILE STATISTICE

Pentru a putea caracteriza mai complet și mai complex distribuția elementelor majore din diversele tipuri de minereu de la Leșul Ursului, s-a recurs la metodele de reprezentare statistică prin histograme.

S-a întocmit un prim lot de 15 histograme care să caracterizeze distribuția cuprului, plumbului și zincului în mod diferențiat, atît în cele trei zone, cît și în cele două tipuri de minereu — compact și de impregnație. Menționăm că pentru caracterizarea minereului compact din zona a III-a nu am posedat suficiente date pentru reprezentări statistice, așa încît am caracterizat numai minereul de impregnație din această zonă.

Cele 15 histograme le-am grupat astfel încît să se poată face ușor interpretarea comparativă, atît a comportării aceluiași element în diferitele zone și tipuri de minereu (fig. 5, *A*—*D*, pentru cupru ; fig. 6, *A*—*D* pentru plumb ; fig. 7, *A*—*D*, pentru zinc), cît și a diferitelor elemente în aceleași condiții ca mai sus (fig. 8, *A* și *B* pentru zona I ; fig. 8, *C* și *D* pentru zona a II-a ; fig. 10 pentru zona a III-a).

Următoarele 7 histograme au fost întocmite prin cumularea datelor de analiză între zonele I și II (fig. 9, *A*, pentru minereul compact ; fig. 9, *B*, pentru minereul de impregnație) sau pe ansamblul zăcămîntului (fig. 11), pentru a urmări dacă legile de distribuție parțială pot fi generalizate.

În completarea informațiilor s-au mai executat 18 histograme care să permită stabilirea unei eventuale variații în distribuția elementelor pe înălțimea cunoscută a zonelor mineralizate (fig. 12, *A*—*C*, pentru zona I ; fig. 13, *A*—*C*, pentru zona a II-a).

Interpretarea de ansamblu a acestor curbe permite o serie de concluzii.

Histogramele reprezentînd distribuția celor trei elemente majore din *minereul compact* din zona I diferă de histogramele reprezentînd distribuția acelorași elemente din minereul compact din zona a II-a (fig. 5, *C*, pentru Cu ; fig. 6, *C*, pentru Pb ; fig. 7, *C*, pentru Zn, precum și compararea ansamblelor de histograme din fig. 8, *A* și *C*). În timp ce în minereul din zona I, cuprul are maximum de frecvență la valori mici (0,25%), iar plumbul și zincul la valori mari (în jur de 2,5%), în zona a II-a procesul este invers, cuprul avînd maximum de frecvență la 1,25%, iar plumbul și zincul la 0,5%. *Comportarea antagonistă a cuprului față de plumb și zinc este evidentă în cadrul aceleiași zone, ca și între cele două zone.*

În ceea ce privește histogramele elementelor majore din *minereul de impregnație* al zonelor I, II și III, curbele reprezentative au configurație asemănătoare pentru toate zonele în cazul plumbului și al zincului (fig. 6, *D*, pentru Pb ; fig. 7, *D*, pentru Zn). În cazul cuprului, impregnația zonei I este puțin mai săracă în acest element decît cea a zonelor a II-a și a III-a (fig. 5, *D*). Acest fenomen se poate datora faptului că impregnația zonei I însoțește un minereu compact mult mai sărac în cupru decît minereul compact al zonei a II-a.

Curbele reprezentative ale cuprului au însă întotdeauna maximum de frecvență la conținuturi mai ridicate : 0,75% în zona I (fig. 8, *B*), 1,1—1,25% pentru zonele a II-a și a III-a (fig. 8, *D* și fig. 10), în timp ce ale plumbului și zincului la conținuturi scăzute (0,5% pentru ambele elemente în toate trei zonele). *În ansamblu, se constată că în minereul de impregnație din toate cele trei zone se menține distribuția și deci migrațiunea antagonistă a cuprului față de plumb și zinc, ca și în cazul minereului compact.*

Comparînd histogramele distribuției elementelor din *minereul compact* cu cele din *minereul de impregnație din zona I* (fig. 5, *A* ; fig. 6, *A* ; fig. 7, *A*, ca și paralelizarea fig. 8, *A* și *B*) se observă comportarea permanent contrară a fiecărui element în parte. Astfel, îmbogățirea în cupru din minereul de impregnație (maximum de frecvență la 0,75%) corespunde însărăcirii în cupru din minereul compact (0,25%), iar îmbogățirile în plumb, respectiv zinc, din minereul compact (2,5%) corespund unei scăderi a maximumului de frecvență la cupru (0,5 %).

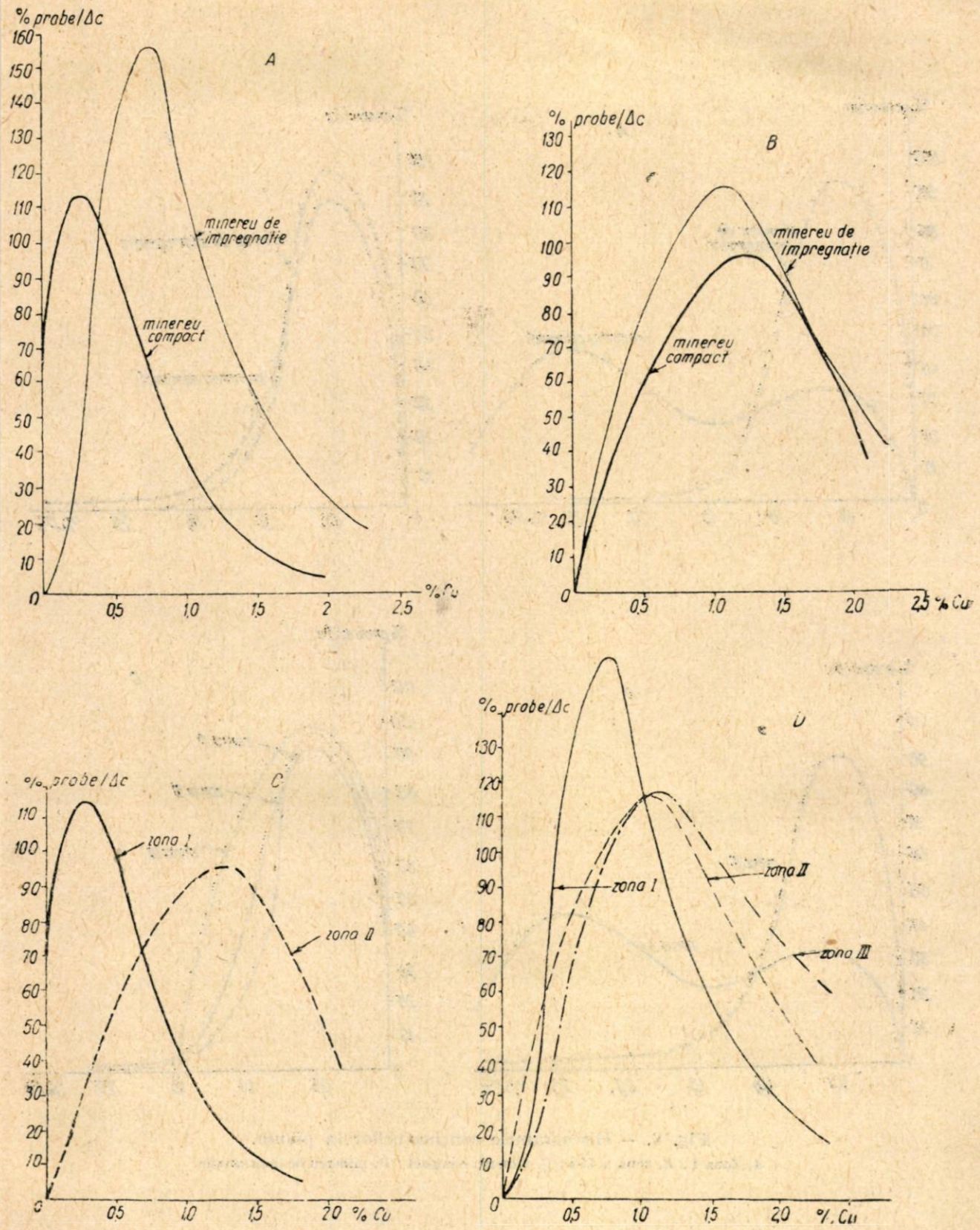


Fig. 5. — Histogramele conținuturilor în cupru.

A, Zona I; *B*, zona a II-a; *C*, minereu compact; *D*, minereu de impregnație.

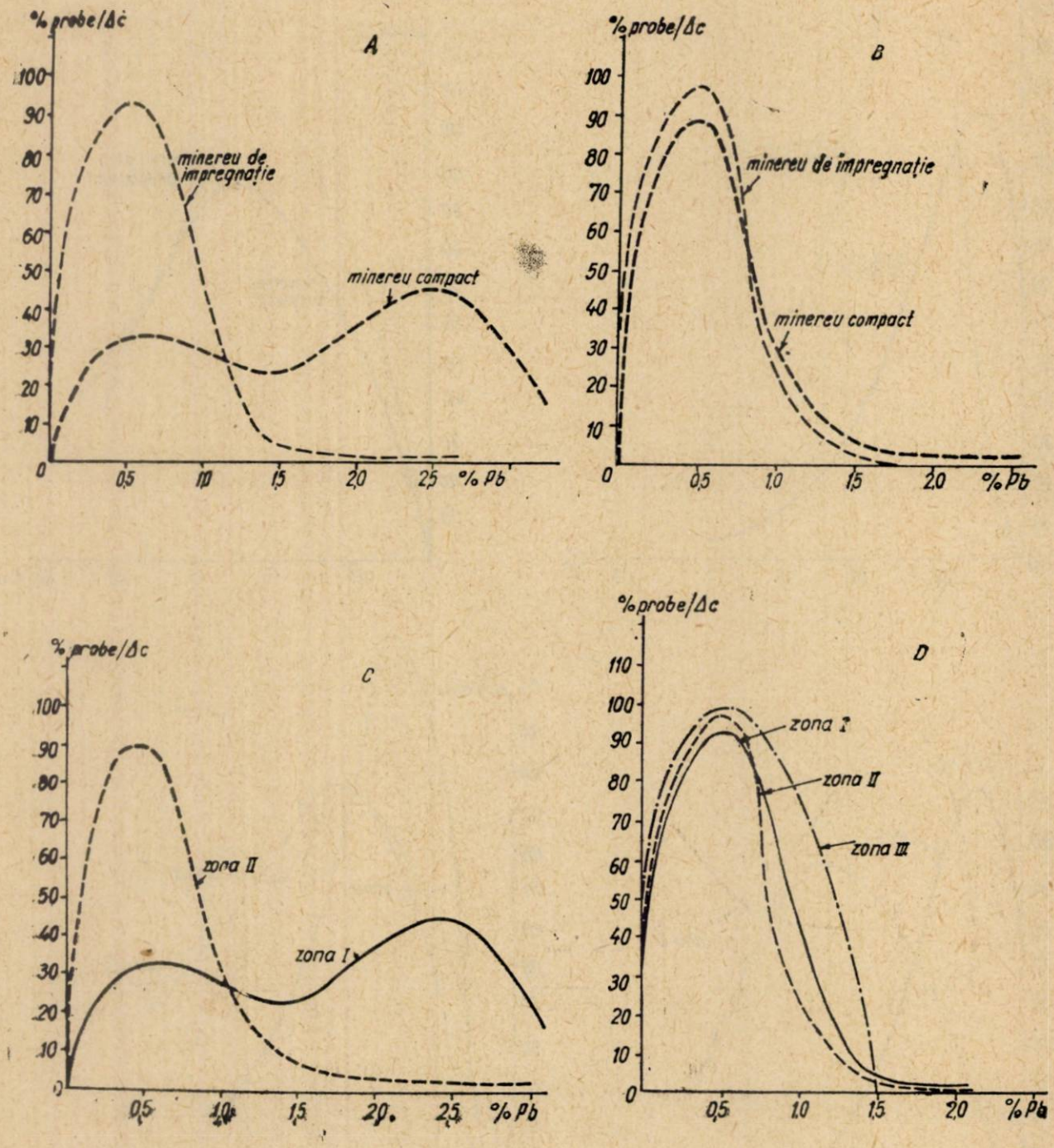


Fig. 6. — Histogramele conținuturilor în plumb.

A, Zona I; *B*, zona a II-a; *C*, minereu compact; *D*, minereu de impregnație.

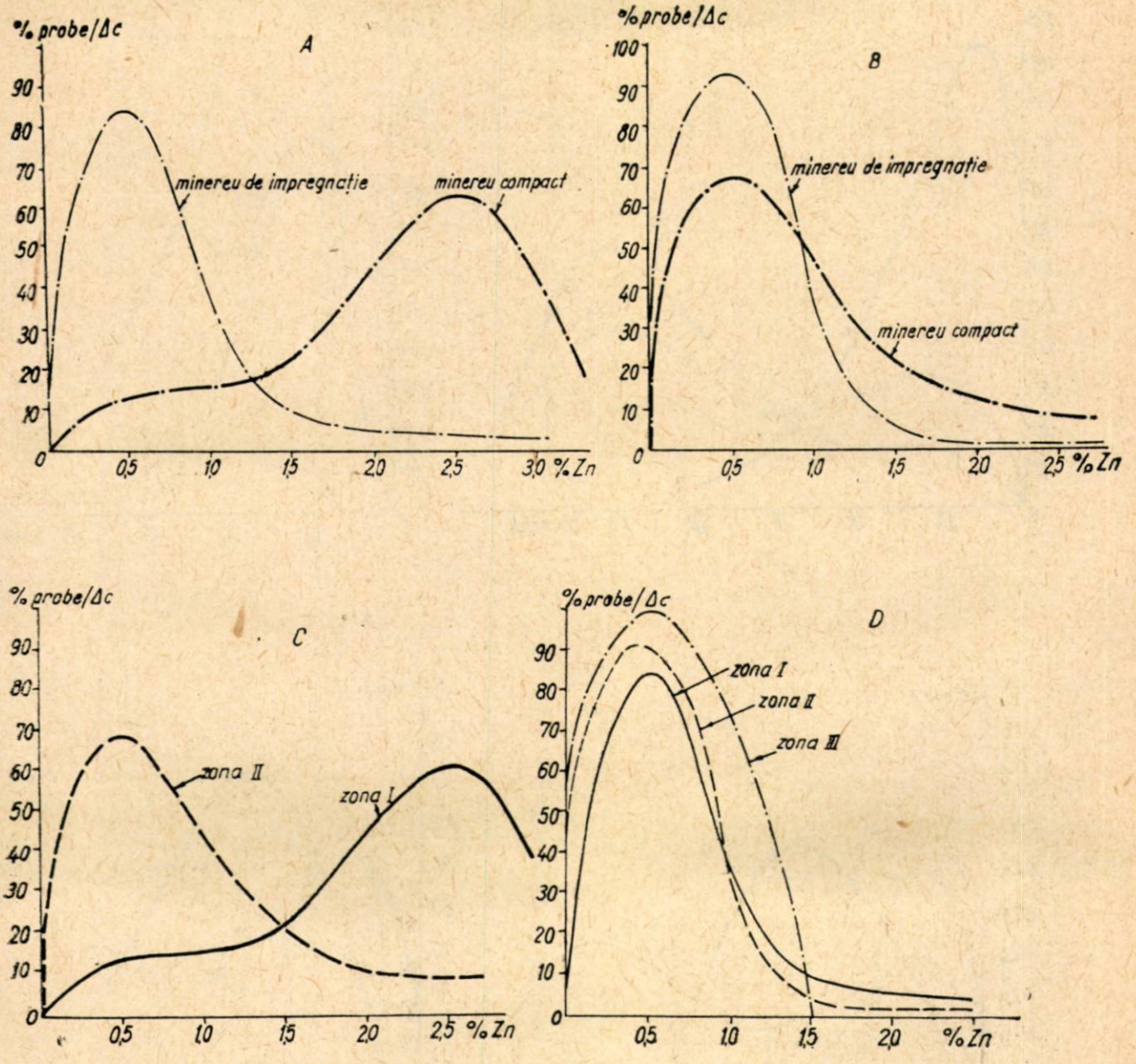


Fig. 7. — Histogramele conținuturilor în zinc.

A, Zona I; *B*, zona a II-a; *C*, minereu compact; *D*, minereu de impregnație.

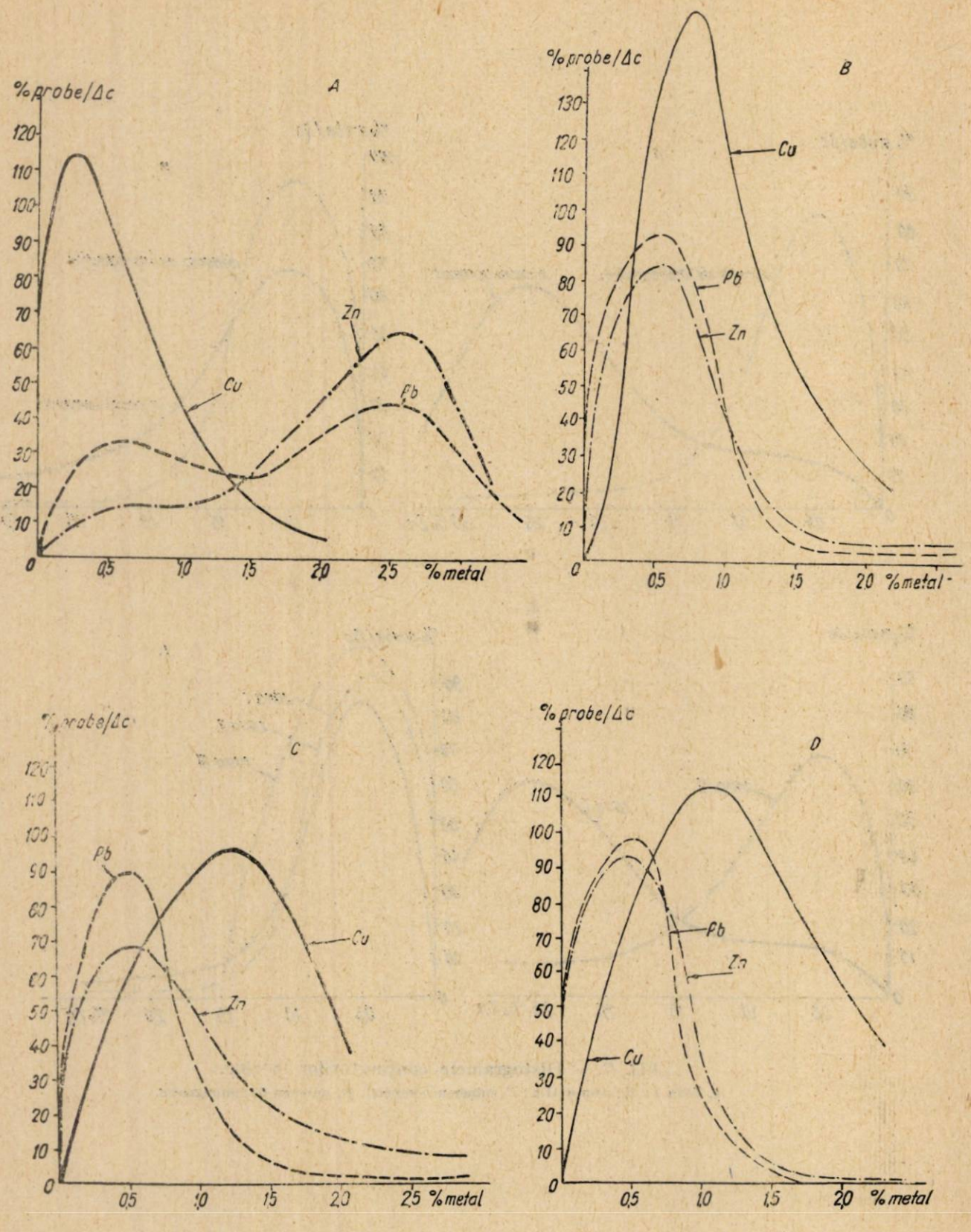


Fig. 8. — Ansamblul histogramelor conținuturilor în elemente majore.

A, Zona I, minereu compact; *B*, zona I, minereu de impregnație; *C*, zona a II-a, minereu compact; *D*, zona a II-a, minereu de impregnație.

Aceeași comparare a histogramelor distribuției elementelor din *minereul compact* și de *impregnație pentru zona a II-a* (fig, 5, *B*; fig. 6, *B*; fig. 7, *B*, ca și paralelizarea fig. 8, *C* cu *D*) arată, dimpotrivă, o asemănare între distribuția cuprului (maximum de frecvență la 1,2%, în minereul compact și 1,1% în minereul de impregnație), a plumbului (0,5%) și într-o oarecare măsură a zincului (0,5%) în cele două tipuri de minereu. Totuși zincul este puțin mai bogat în minereul compact, deoarece curba scade puțin mai lent spre valorile mari.

Histogramele cumulative pentru zonele I și a II-a rezultă din reprezentarea statistică a sumei conținuturilor fiecărui element major în ambele zone, separat pentru minereul compact și pentru cel de impregnație (fig. 9, *A* și *B* și fig. 10).

Cele 6 histograme de ansamblu confirmă observațiile precedente, marcînd *diferența dintre distribuția elementelor în minereul compact și de impregnație* și *subliniind pregnant comportarea antagonistă a cuprului față de plumb și zinc.*

Histogramele din figura 11 reprezintă distribuția cuprului, plumbului și zincului pe întregul zăcămînt deschis actualmente la Leșul Ursului. Cele două maxime care apar în curba distribuției plumbului și a zincului sînt rezultate din faptul că în minereul din zona I predomină valorile mari ale conținutului în aceste metale, în timp ce în zonele a II-a și a III-a, ca și în minereul de impregnație, predomină valorile scăzute. Apare însă clară *asemănarea dintre distribuția celor două elemente* (*Pb și Zn*), *net diferită de distribuția cuprului.*

Reprezentarea distribuției elementelor în zăcămîntul de la Leșul, Ursului s-a făcut deci la trei grade de generalitate, și anume : analitic pe zone și tipuri (fig. 5—8), mai general, prin cumularea datelor de distribuție din aceleași tipuri (compact și de impregnație), indiferent de zonele din care provin (fig. 9 și 10) și, în cele din urmă, reprezentarea cea mai generală, într-o singură curbă pentru fiecare element, a tuturor datelor pe întregul zăcămînt (fig. 11).

Caracterele esențiale ale curbelor de pe fiecare treaptă de generalizare reapar în mod evident și la treptele superioare de generalizare, ceea ce constituie o importantă confirmare a observațiilor parțiale. Totodată se detașează net o observație cu caracter esențial și de maximă generalitate în zăcămîntul de la Leșul Ursului, și anume *comportarea antagonistă a cuprului față de plumb și zinc.*

În afara reprezentărilor statistice necesare caracterizării distribuției și deci migrațiunii elementelor din diferitele zone și tipuri de minereu — compact și de impregnație — s-au întocmit o serie de histograme, care să caracterizeze distribuția pe înălțime a celor trei elemente principale — Cu, Pb și Zn.

A fost urmărit numai minereul compact din zona I și zona a II-a; pentru minereul de impregnație, datele de analiză pe înălțime n-au fost suficiente pentru reprezentări statistice.

În cazul minereului compact din zona I a fost reprezentată statistic variația conținuturilor în cupru, plumb și zinc la nivelul galeriilor 1, 3 și 11, adică pe circa 300 m (fig. 12, *A*—*C*). Histogramele conținutului

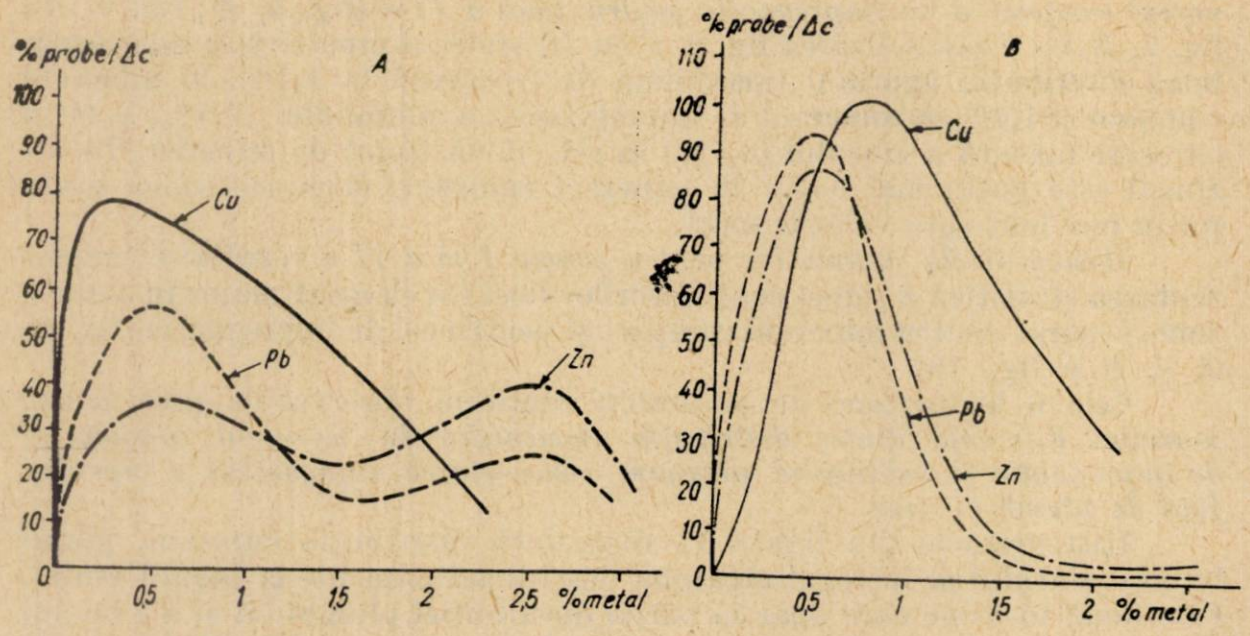


Fig. 9. — Histogramele cumulative pentru zonele I și II ale conținuturilor în elemente majore.
A, Minereu compact; *B*, minereu de impregnație.

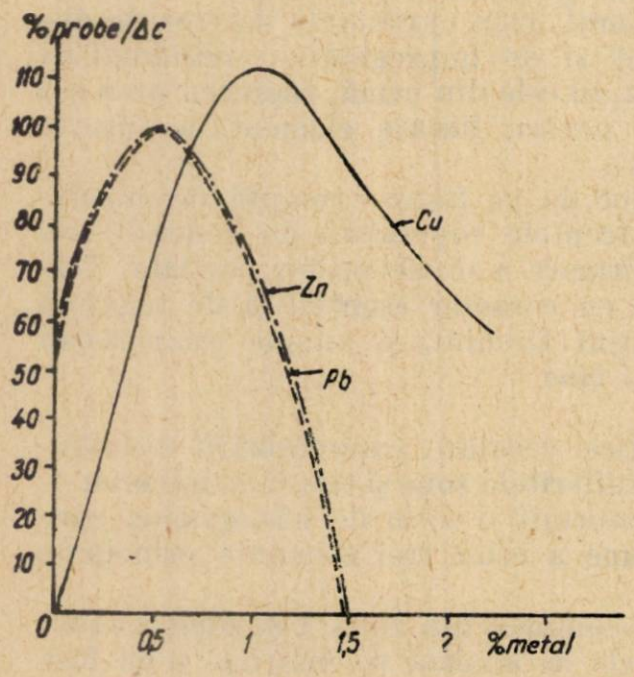


Fig. 10. — Histogramele conținuturilor în elemente majore pentru zona aIII-a, minereu de impregnație.

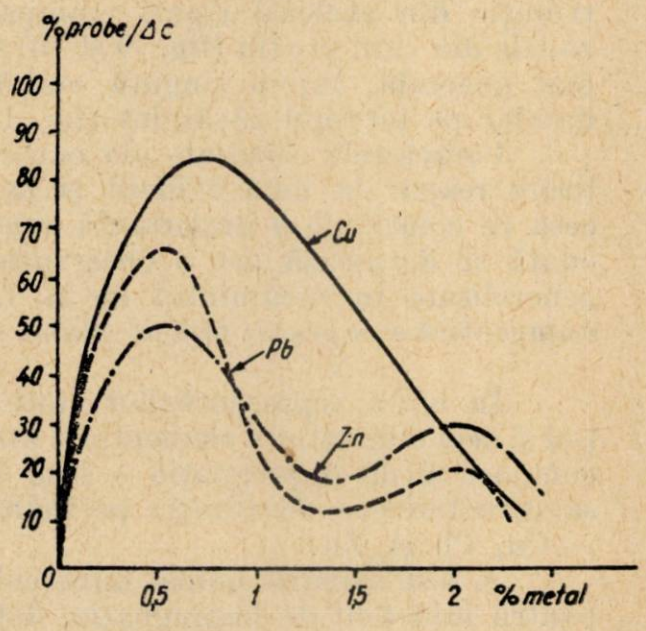


Fig. 11 — Histrogramele cumulative pe zăcământ ale conținuturilor în elemente majore.

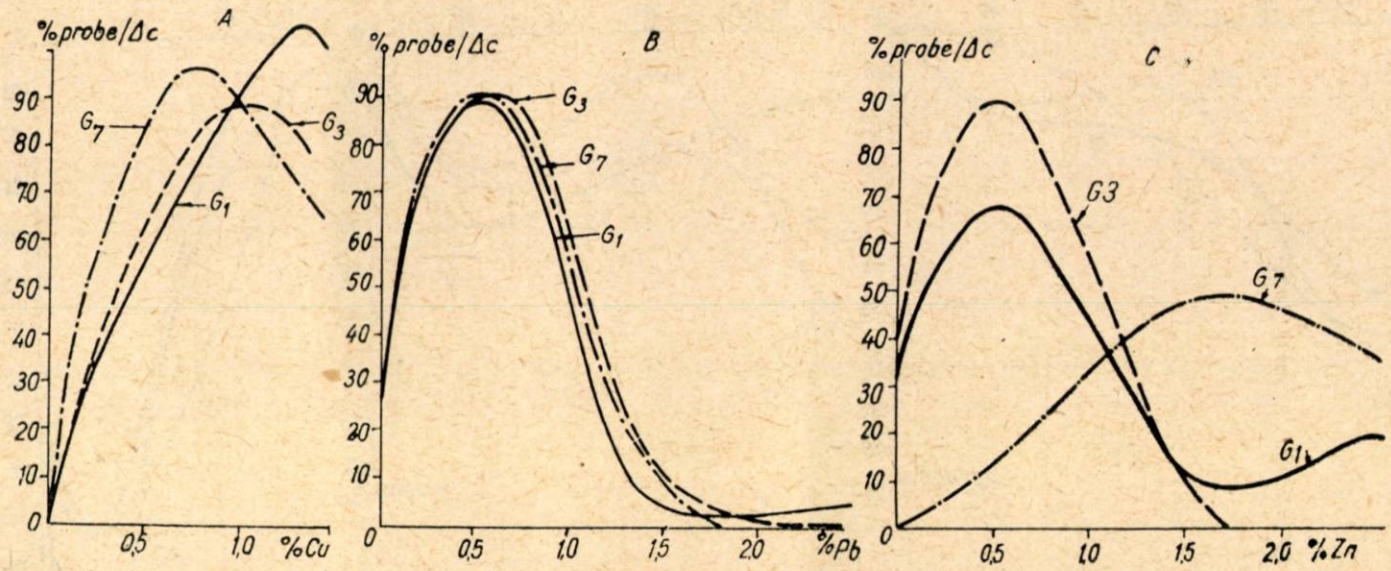


Fig. 12. — Histogramele variației pe înălțimea zăcămîntului a conținuturilor în elemente majore. Zona I, minereu compact.

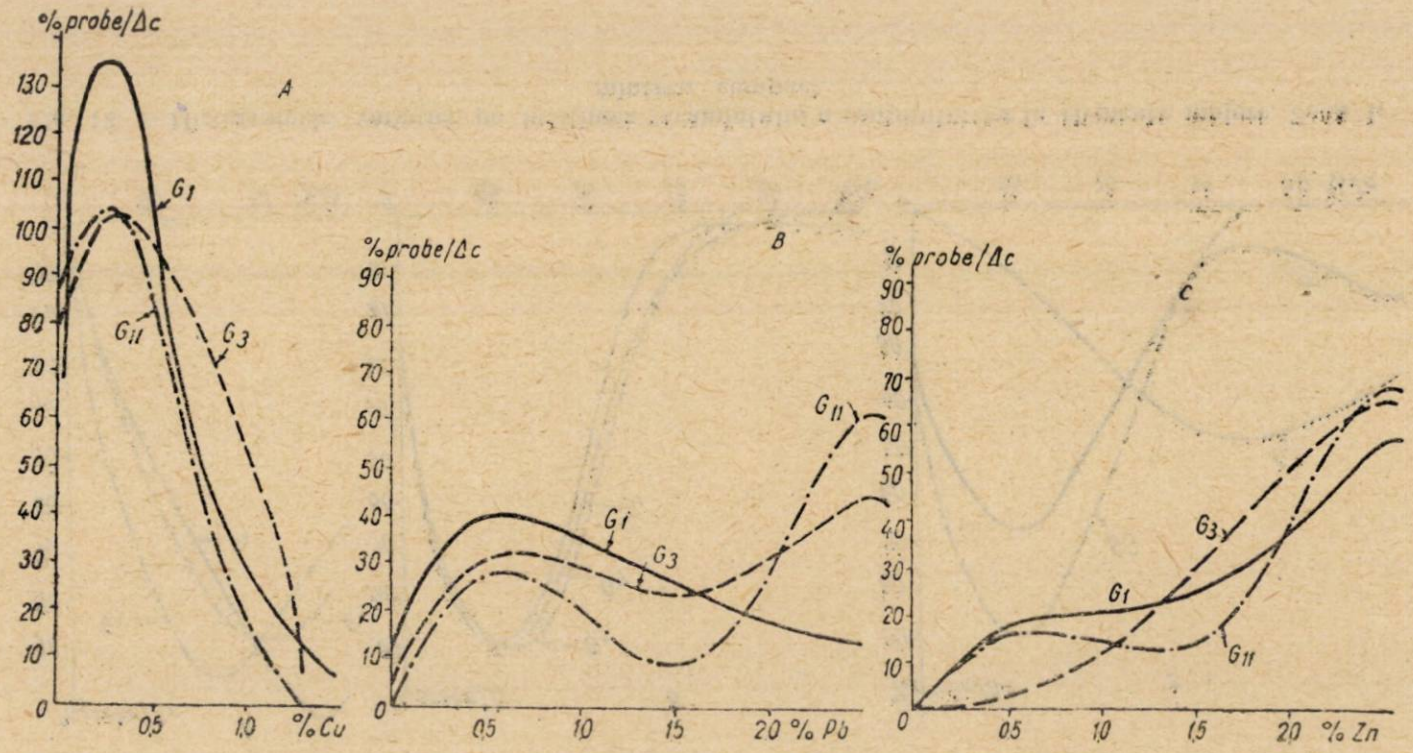


Fig. 13. — Histogramele variaţiei pe înălţimea zăcămîntului a conţinuturilor în elemente majore. Zona a II-a, minereu compact.

A, Cupru; *B*, plumb; *C*, zinc.

în cupru nu prezintă fluctuații marcante cu înălțimea, explicabile, desigur, din cauza conținuturilor permanent scăzute, sub limita de sensibilitate a metodelor de analiză. Histogramele conținuturilor în plumb și mai ales în zinc arată o slabă îmbogățire a acestor elemente spre partea superioară a zăcămîntului.

Minereul compact din zona a II-a a fost urmărit prin reprezentarea statistică a variației acelorași elemente la nivelele galeriilor 1, 3 și 7, reprezentînd o diferență totală de nivel de circa 200 m (fig. 13, *A*—*C*). Invers decît la minereul din zona I, cuprul prezintă o ușoară variație cu înălțimea, îmbogățindu-se puțin în adîncime, în timp ce plumbul și zincul prezintă fluctuații neînsemnate, explicabile din cauza conținuturilor reduse (în jur de 0,5%).

Distribuția elementelor pe înălțime este asemănătoare, în linii generale, cu cea semnalată în filoanele hidrotermale : cuprul se îmbogățește către adîncime, în timp ce plumbul și zincul mai spre suprafață. Totuși, această fluctuație este destul de mică, așa încît argumentul nu are valoare absolută, ci numai în corelație cu celelalte date.

Studiul distribuției elementelor majore, așa cum reiese atît din considerarea de ansamblu a tuturor reprezentărilor statistice, pe de o parte, cît și a curbelor de echiconținut în elemente, pe de altă parte, ne-a permis să tragem cîteva concluzii generale. Aceste concluzii sînt valoroase, pentru că toate reprezentările grafice, realizate după metode diferite și la grade de generalizare diverse, converg către aceleași rezultate, cărora le dau astfel o pondere mult mai însemnată.

a) Elementele din minereul compact au o distribuție diferită și inversă în zona I (bogată în Pb și Zn, săracă în Cu) în comparație cu zona a II-a (bogată în Cu, săracă în Pb și Zn). Această concluzie este în concordanță cu rezultatele studiului microscopic.

b) Elementele din minereul de impregnație, aparținînd tuturor celor trei zone, au o distribuție asemănătoare (exceptînd o ușoară scădere a conținutului în cupru pentru zona I). Acest fapt a fost semnalat de altfel și prin studiul macro- și microscopic.

c) În zona I, distribuția elementelor este diferită în minereul compact față de cel de impregnație, pe cînd în zona a II-a, distribuția este asemănătoare.

d) Se înregistrează, la minereul compact din zona I, o ușoară tendință de îmbogățire spre suprafață a conținutului în plumb și zinc, în timp ce pentru zona a II-a se observă o slabă creștere a conținutului în cupru, în adîncime.

e) În toate curbele statistice sau de echiconținut apare, fără excepție distribuția antagonistă a cuprului față de plumb și zinc.

Concluziile de la punctele *d*) și *e*), de ordin mai general decît primele, permit paralelizarea comportării elementelor majore din zăcămîntul de la Leșul Ursului (Cu, Pb, Zn) cu comportarea lor în zăcăminte hidrotermale. Dacă concluzia privind distribuția elementelor pe înălțime poate fi discutabilă deoarece partea actualmente „superioară" a zăcămîntului ar putea fi datorată cutărilor, comportarea antagonistă a cuprului față de plumb și zinc este însă general valabilă pentru întregul zăcămînt.

STUDIUL ELEMENTELOR MINORE

Cercetarea elementelor minore din minereul de la Leşul Ursului a fost efectuată prin analize spectrografice semicantitative.

Întrucît în minereul studiat mineralele sînt intim concrescute, separarea lor în vederea obţinerii de minerale pure a fost imposibilă, cu excepţia calcopiritei din minereul de impregnaţie.

A fost urmărită repartizarea elementelor minore în minereul compact din zonele I, II şi III. Probele au fost astfel alese, încît să fie reprezentată atît pirita compactă neasociată cu alte sulfuri, cît şi pirita cimentată cu calcopirită, respectiv cu galenă şi blendă. În paralel s-au efectuat analize şi pe minereul de impregnaţie din cele trei zone. În plus, s-au separat mai multe probe bogate în calcopirită, din minereul de impregnaţie al fiecărei zone.

Rezultatele obţinute, considerate în ansamblu, arată prezenţa următoarelor elemente :

— elemente prezente în toate probele : Ti, Sn, Mn, In, Ga, Ag, As ;
— elemente prezente într-un număr mare de probe : Sb, Bi, Co, Ni, Cd, Au ;
— elemente prezente într-un număr redus de probe : Mo, V ;
— elemente absente : Ge, Nb, Ta, Zr.

În ceea ce priveşte rezultatele analizelor efectuate pe diversele categorii de minereu, acestea nu sînt pregnant diferenţiate. Cauza rezidă, desigur, în mare măsură, în faptul că analizele nu s-au putut efectua pe minerale pure, ci numai pe concreşteri în care predomină un anumit mineral, în prezenţa tuturor celorlalte.

Minereul compact, constituit predominant din pirită, are conţinuturi similare în elemente minore, indiferent de zona din care provine. Rezultatele de ansamblu arată următoarele conţinuturi :

Mn	10 —5 000	p.p.m.	prezent	în	toate	probele
Ag	10 —50	„	„	„	„	„
Sn	10 —50	„	„	„	„	„
Ga	10	„	„	„	„	„
In	10	„	„	„	„	„
Ti	10 —500	„	„	„	„	„ (obişnuit însă 10—50 p.p.m.)
Co	10 —50	„	„	„	60%	din probe
Ni	10 —50	„	„	„	40 „	„ „
Sb	100—5 000	„	„	„	70 „	„ „
Bi	10 —5 000	„	„	„	80 „	„ „
Mo	urme	„	„	„	25 „	„ „

Au mai fost semnalate : Au, Cd şi V.

Raportul Co : Ni este în general apropiat de 1 ; apar în probele analizate toate variantele posibile pentru valoarea acestui raport, predominînd însă cele supraunitare.

Minereul de impregnaţie din cele trei zone, avînd ca mineral predominant calcopirita, este totuşi destul de asemănător cu cel compact. Urmărind în ansamblu rezultatele obţinute se constată :

Mn	50—500	p.p.m.	prezent	în	toate	probele	
Ag	10—50	„	„	„	„	„	
Sn	50—5 000	„	„	„	„	„	(obişnuit 500—1 000 p.p.m.)
Ga	10	„	„	„	„	„	
In	10	„	„	„	„	„	
Ti	50—1 000	„	„	„	„	„	(obişnuit 100—500 p.p.m.)
Bi	50—100	„	„	„	„	„	(obişnuit 100—500 p.p.m.)
Sb	100—500	„	„	„	30%	din	probe.

Au mai fost semnalate : Au, Cd şi V.

Prezenţa elementelor minore în minereul cercetat poate fi interpretată şi folosită ca indicaţie asupra condiţiilor de formare a zăcămîntului.

Manganul este mai răspîndit în minereul compact, fiind în consecinţă în mare măsură substituent izomorf al fierului din pirită şi numai subordonat al celui din blendă.

Staniul apare mai ales în minereul de impregnaţie, deci acolo unde predomină calcopirita. Literatura de specialitate citează prezenţa uzuală a staniului în calcopirită pînă la valori de 700 p.p.m. Dată fiind cantitatea neobişnuit de mare de Sn în probele de calcopirită, nu este exclus ca o parte din sulfosărurile extrem de fine, neidentificabile la microscop, să reprezinte sulfosăruri de staniu.

Titanul este foarte probabil element major, dat fiind că granulele de ilmenit cu anataz şi rutil se află în cantitate suficientă pentru a explica conţinutul în acest element al minereului.

Vanadiul este substituent al titanului.

Indiul şi *galiul* se găsesc constant în proporţie redusă. Ele pot proveni din blendă, unde substituie zincul. Prezenţa acestor elemente nu poate fi luată în considerare în aprecieri de „termometrie geologică“, din cauza cantităţii prea mici.

Argintul apare obişnuit în sulfuri (galena argentiferă) şi parţial în tetraedrit.

Aurul este element major, apărînd în stare nativă.

Arsenul, *stibiul* şi *bismutul* sînt în mare măsură, dacă nu integral, elemente majore, datorită prezenţei în minereu a mispichelului, sulfosărurilor, galenobismutinei şi bismutinei. Stibiul şi bismutul sînt elemente minore uzuale în galenă, motiv pentru care apar în cantitate mai mică în minereul de impregnaţie, bogat mai ales în calcopirită.

Cadmiul provine din blendă.

Cobaltul şi *nichelul* sînt substituenţii obişnuiţi ai piritei şi, în consecinţă, apar în cantităţi determinabile numai în minereul compact, bogat în acest mineral. Raportul Co : Ni, nu poate fi folosit aici ca argument pentru stabilirea genezei piritei, din cauza impurităţii probelor.

În ansamblu, elementele minore din minereul de la Leşul Ursului sînt cele obişnuite în mineralele din zăcămintele hidrotermale, atît din punct de vedere calitativ, cît şi cantitativ (1), (2), (4), (12).

Această observaţie se alătură celor precedente şi pledează pentru originea hidrotermală premetamorfică a minereului de la Leşul Ursului.

CONCLUZII ASUPRA MODULUI DE FORMARE A ZĂCĂMÎNTULUI

Geneza zăcămintelor de sulfuri localizate în șisturi cristaline constituie o problemă mult controversată în literatura geologică și geochimică de specialitate (3), (5), (8), (10), (11), (14). Într-o lucrare anterioară (7) am arătat cîteva din părerile emise în această problemă, precum și concluziile noastre genetice rezultate din studiul macro- și microscopic. Constatările noastre ne-au dus la concluzia că zăcămîntul de la Leșul Ursului este de tip hidrotermal (mezotermal), afectat ulterior de metamorfism regional. Argumentele pentru originea hidrotermală sînt date de compoziția mineralogică, de înlocuirile mineralelor între ele, de fenomenul de dezamestec al soluțiilor solide. Acțiunea metamorfismului regional se constată în forma zăcămîntului, textura și structura minereului; sînt elocvente, în special, procesele de brecifiere a mineralelor casante (pirita, magnetita, mispichelul, parțial blenda) și de insinuare pe liniile de slabă rezistență a mineralelor plastice (calcopirita, galena).

Cercetările geochimice, ale căror rezultate sînt cuprinse în prezenta lucrare, aduc contribuții în plus în elucidarea genezei zăcămîntului studiat.

Studiul distribuției elementelor majore (Cu, Pb, Zn) din zăcămîntul studiat arată cu constanță comportarea antagonistă dintre cupru, pe de o parte, și plumb și zinc, pe de altă parte. Antagonismul *Cu—Pb, Zn* este caracteristic numai pentru mineralizațiile depuse din soluții hidrotermale. Acest fapt a fost de altfel verificat la o serie de zăcăminte incontestabil hidrotermale din țara noastră (Toroiaga (15), Herja, Ilba, Băița-Nistru, Băița-Crăciunești etc.).

Dacă am admite o origine sedimentară a minereului, antagonismul ar trebui să fie *Zn, Cu—Pb*, deoarece zincul și cuprul au o mobilitate mai mare și destul de asemănătoare, în timp ce plumbul este destul de greu mobil, în condiții exogene.

Comportarea geochimică a cuprului, plumbului și zincului nu poate reprezenta nici efectul „mobilizării" elementelor (în soluție) sau al mineralelor, în cursul procesului metamorfic. Această mobilizare a existat, desigur, dar a fost mult subordonată ca amploare, neputînd „șterge" complet efectele depunerii inițiale hidrotermale.

Dacă luăm în considerare migrațiunea elementelor în timpul procesului de metamorfism regional (solubilizare și apoi circulație de soluții), antagonismul ar fi *Cu, Zn—Pb*; este cunoscut faptul că atît cuprul, cît și zincul sînt elemente mai mobile în procesele de metamorfism decît plumbul, care este mai puțin mobil.

Dacă ne referim la migrațiunea mineralelor în timpul procesului de metamorfism regional, plasticitatea calcopiritei este ridicată, asemănătoare întrucîtva cu a galenei și ceva mai diferită de a blendei. Ar fi apărut deci antagonismul *Cu, Pb—Zn*.

Întrucît antagonismul citat *Cu—Pb, Zn* este general în zăcămîntu[1] de la Leșul Ursului, argumentul geochimic pledează puternic pentru originea hidrotermală premetamorfică a minereului.

În plus, față de cele arătate mai sus, diagramele geochimice ale elementelor majore marchează o diferență între minereul compact din zona I și din zona a II-a; plumbul și zincul sînt mai frecvente în zona I,

în defavoarea cuprului, și invers în zona a II-a. Acest fapt justifică ideea că mineralizațiile din cele două zone s-au format în etape diferite. Fără a fi un argument exclusiv pentru hidrotermal, confirmă ipoteza asupra originii hidrotermale, marcînd faze de mineralizare distincte.

Studiul elementelor minore arată existența substituenților izomorfi obișnuiți, calitativ și cantitativ, în mineralele din zăcămintele hidrotermale (1), (4), (11), (12): Cd, In, Ga, Ni, Co, Sn, Ag, Bi, As, Sb.

★

Din considerarea ansamblului de concluzii genetice ale studiului nostru anterior (7) și a celor din prezentul studiu, putem schița procesul complex probabil de formare a zăcămîntului de la Leșul Ursului.

Plecînd de la observația că șisturile cristaline din aria mineralizată au în componența lor, pe lîngă roci de origine terigenă, atît roci reprezentînd vulcanismul acid — roci porfirogene predominante — , cît și cel bazic — șisturi clorito-albitice, reprezentînd metatufuri — , apare ca evidentă existența în geosinclinal a unui vulcanism inițial. Asociate genetic cu acest vulcanism apar mineralizațiile metalifere din regiune. Se poate deci admite că au avut loc veniri de soluții hidrotermale, care au circulat ascendent pe numeroase căi de acces așezate de-a lungul unor zone de slabă rezistență, cu o extindere probabil foarte mare.

Soluțiile mineralizante au găsit condiții favorabile de precipitare în anumite orizonturi terigene și vulcanice, care ofereau totodată și căi mai ușoare de pătrundere, datorită stratificației, porozității importante și micilor fisuri. Alături de depuneri compacte de minerale metalice și de gangă (predominant cuarț) cu formă inițială de strate sau de corpuri lenticulare, a avut loc și mineralizarea rocii înconjurătoare sub formă de impregnații. Soluțiile mineralizante aveau probabil aceleași caractere geochimice ca și cele care generează zăcăminte hidrotermale (dovada este comportarea inversă a cuprului față de plumb și zinc). După cum am arătat mai înainte par să fi existat mai multe faze de mineralizare.

Mineralizațiile astfel formate, împreună cu rocile înconjurătoare, au fost supuse metamorfismului regional, ale cărui efecte se reflectă în schimbarea formei, a texturii și a structurii minereului. Unul din efectele acestui metamorfism a fost și „mobilizarea" și expulzarea mineralelor plastice (în special calcopirita) din minereul compact spre zonele de impregnație, mărind astfel conținutul metalic al acestora. Dovada expulzării mineralelor o constituie filonașele de calcopirită care taie mineralele rocii-gazdă perpendicular sau înclinat față de șistuozitate. O dovadă în plus o constituie comportarea geochimică diferită a elementelor din zonele de impregnație, comparate cu cea din minereul compact.

Intensitatea procesului de metamorfism regional nu a fost însă atît de puternică încît să modifice total caracterele inițiale ale zăcămîntului.

Problema genezei zăcămintelor din cristalinul Carpaților Orientali, implicit și a zăcămîntului de la Leșul Ursului, nu poate fi considerată totuși rezolvată complet. Sînt necesare încă numeroase investigații de teren și de laborator, care vor putea contribui treptat la soluționarea acestei probleme. Studiul geochimic aprofundat al rocilor-gazdă, în zonele mineralizate ca și în afara lor, ar putea aduce contribuții în precizarea

prezenţei, originii şi circulaţiei soluţiilor hidrotermale. În aceste condiţii ar putea fi adusă în discuţie şi ipoteza secreţiei laterale.

În ceea ce priveşte vîrsta zăcămîntului de la Leşul Ursului, ea este aceeaşi cu a rocilor înconjurătoare, considerată în ultimul timp ca precambriană (rifeiană).

BIBLIOGRAFIE

1. Abelson H. Ph., *Researches in Geochemistry*, John Wiley, New York, 1959.
2. Fleischer Michael, *Minor elements in some sulphide minerals*, Ec. Geol. 50-th Anniv. vol. 1905–1955, 1955, partea a II-a.
3. Gheorghiu C., *Consideraţiuni asupra genezei unor acumulări de sulfuri metalice în şisturile cristaline din R.P.R.*, Anal. Univ. Buc., seria şt. nat., 1958, **19**.
4. Goldschmidt V. M., *Geochemistry*, A. Muir, Oxford, 1954.
5. Kräutner H., *Zăcămîntul de sulfuri de la Muncelul Mic — Poiana Ruscăi*, Congresul V al Asociaţiei carpato-balcanice, Bucureşti, 1961, **II**.
6. — *Consideraţii genetice asupra zăcămintelor de sulfuri complexe din cristalinul Carpaţilor Orientali*, St. şi cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, 1965, **10**, *1*.
7. Petrulian N., Steclaci L., Sandu D. şi Oroveanu Fl., *Studiul mineralogic şi genetic al zăcămîntului polimetalic de la Leşul Ursului*, St. şi cerc. geol., geofiz. geogr., Seria geologie, 1966, **11**, *1*.
8. Ramdohr P., *Über den Mineralbestand und die Strukturen der Erze des Rammelsberges*, Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Beilage, 1928, **57 A**.
9. — *Mineralbestand, Strukturen und Genesis der Rammelsberg-Lagerstätte*, Geol. Jahrbuch, 1953, **67**.
10. — *Etude géologique du versant occidental de la Nouvelle Calédonie entre le col de Boghen et la pointe d'Arama*, Mém. Soc. Géol. France, 1953, seria nouă, *1–3*, Mem. 67.
11. Socolescu M., *Observaţii asupra metalogenezei şi zonalităţii în provinciile metalogenetice ale Carpaţilor Orientali şi Baia Mare*, Rev. minelor, 1961, *1*.
12. Шадлун Т. Н., *Некоторые закономерности проявления метаморфизма в богатых пиритом, свинцово-цинковых рудах Текелинского месторождения*, Геология рудных месторождений, 1959, *5*.
13. Smith G., *Physical Geochemistry*, Addison Wesley, Londra, 1963.
14. Steclaci L., *Distribution of minor elements in the mineralisation from Toroiaga*, Rev. Géol. et Géogr., 1963, **VII**, *1*.
15. — *Geochemical study of the major elements in the minerlisation of Toroiaga*, Rev. Géol. et Géogr., 1963, **VII**, *2*.

Institutul de petrol, gaze şi geologie.

Primită în redacţie la 19 aprilie 1966.

CONTRIBUȚII LA STUDIUL ZĂCĂMÎNTULUI DE BARITINĂ DE LA OSTRA

DE

V. IANOVICI,

MEMBRU CORESPONDENT AL ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA,

G. PITULEA şi MARIA LEMNE

55(05)

Existenţa unor minerale secundare de uraniu, sub formă de compuşi organici, în limite clarkeice, pe fracturile direcţionale din corpul de baritină şi din gnaisele baritizate de la limita estică a zăcămîntului, a condus la formarea unor pelicule de radiobaritină (numai în vecinătatea acestor fracturi). Dezechilibrul radioactiv constatat în favoarea radiului se explică printr-un aport de radiu, în proporţii mai mari decît uraniul, din zone mai profunde ale scoarţei.

Studiile efectuate pînă în prezent (6), (8), (9), (10), (14) asupra zăcămîntului de baritină de la Ostra nu au epuizat toate problemele pe care le ridică acest zăcămînt.

În concepţia autorilor citaţi, zăcămîntul de la Ostra este de natură hidrotermală şi este localizat de-a lungul unei fracturi profunde, orientată aproximativ N—S. Filonul de baritină vine succesiv în contact, din profunzime către suprafaţă, cu diferite formaţiuni ale zonei cristalino-mezozoice, în care este cantonat (şisturi sericito-cuarţitice, porfirogene, gnaise de Rarău, dolomite şi calcare dolomitice — werfenian superior, anisian—jaspuri şi radiolarite — ladinian [1]).

S-a constatat o zonalitate în structura şi gradul de puritate a filonului de baritină. Astfel, în partea centrală a acestuia, se dezvoltă o baritină albă, larg grăunţoasă, cu aspect masiv, care trece lateral la baritină cu structură porfirică, albă, slab cenuşie. Atît la contactul vestic al filonu-

[1] După ultimele date ale lui V. Mutihac, partea superioară a acestui complex carbonatic este de vîrstă doggeriană, iar radiolaritele şi jaspurile de vîrstă calovian-oxfordiană (comunicare verbală).

St. şi cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie t. 11 nr. 2 p. 331–340 Bucureşti 1966

lui de baritină cu dolomitele şi calcarele dolomitice, cît şi la contactul lui estic cu gnaisele de Rarău, intens cataclazate, baritizate şi cu frecvente piritizări, se dezvoltă o baritină cu structură clastofirică, impregnată cu oxizi de fier. Această zonalitate se poate urmări de la circa 10—15 m sub zona de aflorimente pînă la circa 120 m adîncime.

Urmărind evoluţia filonului de baritină şi mai în adîncime, se constată că baritina masivă este înlocuită treptat de baritina clastofirică, cimentată cu oxizi de fier şi o pirită cenuşie, parţial colomorfă, cu aspect pulverulent, pentru ca mai jos, pe ultimii 60—70 m, locul ei să fie luat de o brecie din elemente de gnaise de Rarău, injectată cu baritină alb-roz, cu sulfuri şi oxizi de fier.

În zona mediană a zăcămîntului se găsesc filonaşe, lentile şi „pungi" de witherit (6), (8), (14) foarte pur în partea superioară a filonului şi cu frecvente impurităţi (în special pirită colomorfă) la nivelele inferioare, precum şi un corp de sulfuri polimetalice (marcasită, pirită, blendă, galenă, calcopirită, tetraedrit) în gangă de cuarţ şi baritină. Zăcămîntul de baritină de la Ostra a fost afectat de două sisteme principale de fracturi : unul mai vechi, paralel cu orientarea sa, şi altul mai nou, perpendicular sau oblic pe direcţia lui.

STUDIUL RADIOMETRIC AL ZĂCĂMÎNTULUI

Un profil informativ prin zona zăcămîntului de baritină de la Ostra[2] ne-a relevat existenţa unor puncte în care valorile radioactivităţii sînt superioare fondului natural (fără însă a depăşi cu mult limitele corespunzătoare distribuţiei clarkeice a elementelor radioactive în scoarţă).

Aceste indicaţii au impus o probare sistematică a zăcămîntului de baritină şi analizarea selectivă radiometrică de laborator, pentru urmărirea distribuţiei elementelor radioactive.

Analiza radiometrică de laborator s-a executat prin metoda gamma spectrală.

Reprezentarea grafică a valorilor de măsură (nr. de impulsuri) a pus în evidenţă o situaţie anomală a maximelor corespunzătoare UX_1 şi Ra^{226}, pentru un anumit număr de probe.

Din datele de măsură s-au calculat raporturile UX_1/Ra^{226} pentru aceste probe, obţinîndu-se de fiecare dată un raport subunitar ($\simeq 0{,}7$) de valoare aproape constantă, în contrast cu cazurile clasice de echilibru radioactiv la care acest raport are valoare 2,2.

Numărul mare de impulsuri datorate radiului faţă de cele ale uraniului, adică valoarea subunitară a raportului UX_1/Ra^{226}, indică un caz de dezechilibru radioactiv în favoarea radiului.

Analiza gamma spectrală a fost executată cu un selector gamma cu 60 de canale, cu un cristal de scintilaţie de dimensiuni medii ($\varnothing = 48/50$ mm), care permite o analiză gamma corectă în intervalul 50 kev — 0,8 Mev.

S-a respectat geometria de măsură probă-contor prin folosirea unui sistem de incinte, proiectat în Laboratorul de geologie nucleară al Institu-

[2] Măsurătorile au fost efectuate cu un radiometru pe bază de scintilaţie, tip S.R.P.-2, 1959.

tului geologic București, care realizează înconjurarea cristalului de scintilație cu o grosime de probă de 3 cm.

Greutățile probelor au oscilat între 700 și 1 150 g, funcție de constituția petrografică a rocii.

Selectorul a fost astfel etalonat, încît lărgimea canalului a fost stabilită la 9,98 kev. Cu această etalonare, maximele caracteristice energiilor gamma ale UX_1, Ra^{226}, RaB și ThB, elementele alese pentru analiza de față, apar după cum urmează în tabelul nr. 1.

Tabelul nr. 1

Energiile gamma caracteristice elementelor analizate și poziția lor în spectru

Elementul	Energia (Mev)	Canalul
UX_1	0,09	9
Ra^{226}	0,18	18
Ra B	0,25	24
Th B	0,238	24
Th B	0,087	9

S-au efectuat corecțiile de fond și de greutate.

În figura 1 sînt prezentate spectrele gamma energetice ale etaloanelor de uraniu (fig. 1, *a*) și thoriu (fig. 1, *b*) în echilibru cu descendenții săi, iar în figura 2 spectrele gamma energetice ale tipurilor de probe în dezechilibru radioactiv. Folosind selectorul cu 60 de canale și lărgimea canalului de 9,98 kev este evident că spectrele energetice analizate cuprind intervalul de energie între 9 kev și 0,59 Mev.

Calculul concentrațiilor de uraniu și thoriu a fost executat într-un mod deosebit față de metodele clasice gamma spectrale.

S-a apelat la specificul dezechilibrului analizat, dezechilibru care afectează numai prima parte a familiei U^{238}—Pb^{206}

$$U^{238} \qquad Ra^{226} \qquad Pb^{206}$$

Dezechilibru Echilibru

De la Ra^{226} se poate presupune că seria uraniului intră din nou în echilibru, deoarece Ra, acumulat preferențial în probele analizate, atinge echilibrul cu urmașii săi în timp relativ scurt (timpul său de înjumătățire fiind T 1/2 = 1 590 de ani).

În ceea ce privește Th existent în probele analizate nu ridică probleme, familia thoriului atingînd ușor echilibrul radioactiv.

S-a recurs deci la un sistem de ecuații, ale căror necunoscute au fost alese din seria Ra^{226} — Pb^{206} și Th^B — Pb^{208} pentru care, indiferent de gradul de dezechilibru U^{238}/Ra^{226}, raportul Ra^{226}/RaB va fi același.

Cu ajutorul acestui sistem de ecuații a fost determinată concentrația în Th.

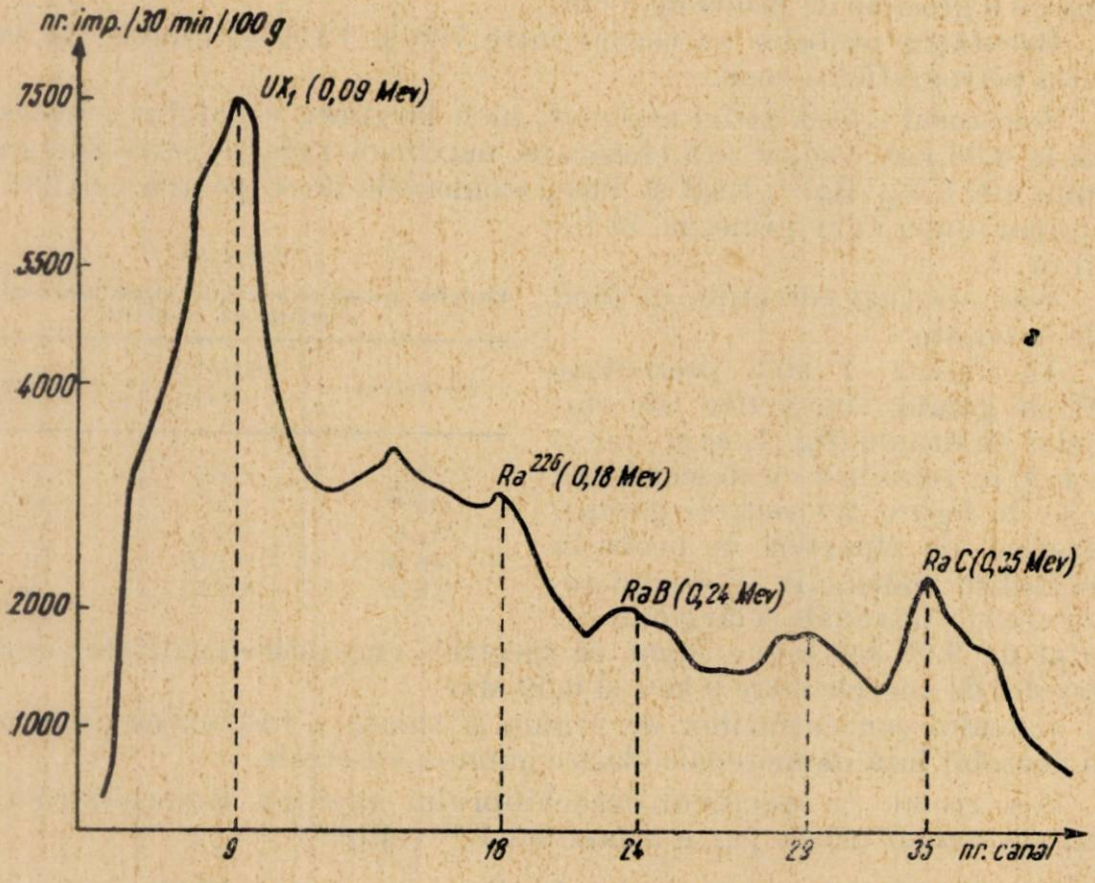
S-a notat cu indicii 18 și 24 măsurătorile executate pe canalele 18 și 24, adică măsurătorile energiilor 0,18 și 0,24 Mev.

Pe canalul 18 se înregistrează un număr N_1 de impulsuri datorat atît radiului, cît și thoriului (tabelul nr. 1):

$$Ra_{18} + Th_{18} = N_1$$

Pe canalul 24 se înregistrează un număr N_2 de impulsuri datorat de asemenea atît radiului, cît și thoriului:

$$Ra_{24} + Th_{24} = N_2$$



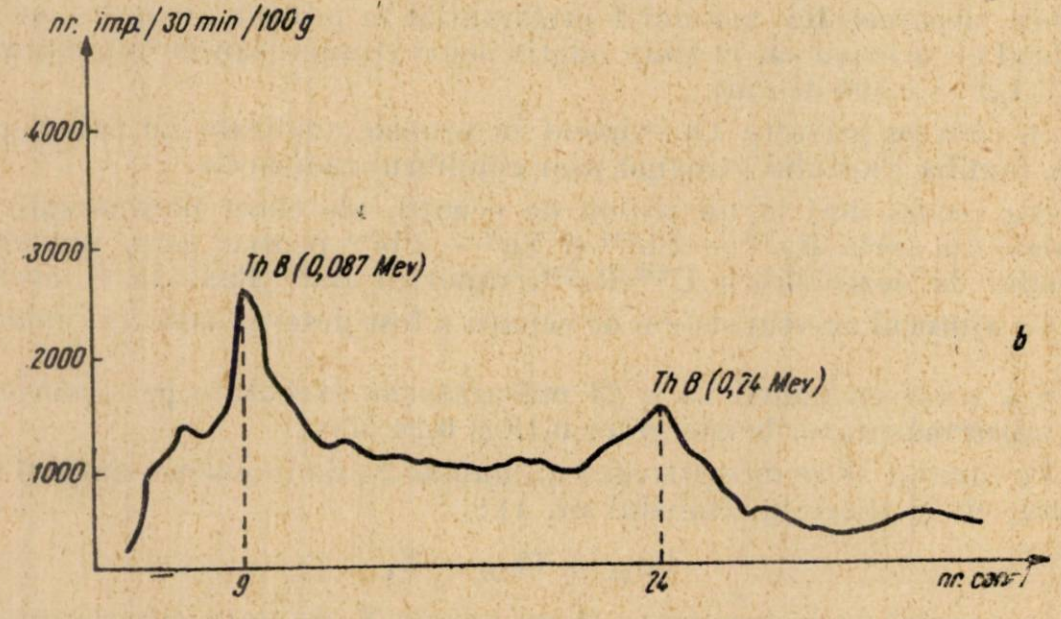


Fig. 1. — Spectrele gamma energetice ale uraniului (*a*) și ale thoriului (*b*) în echilibru cu descendenții săi.

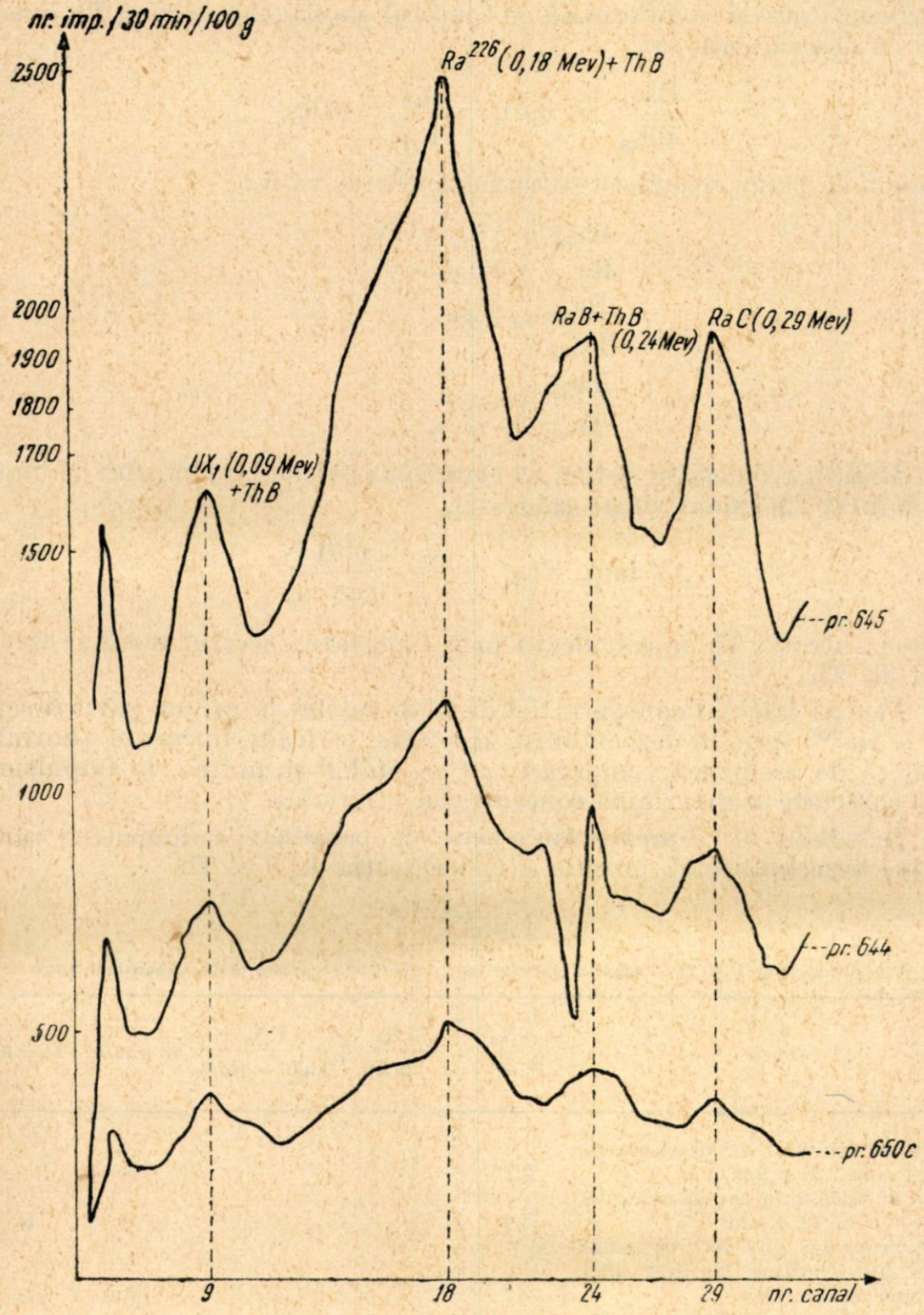


Fig. 2. — Spectrele gamma energetice ale tipurilor de probe Ostra (spectre în dezechilibru radioactiv).

Raporturile Ra_{24}/Ra_{18} și Th_{18}/Th_{24} vor fi aceleași indiferent de gradul de dezechilibru U^{238}/Ra^{226}, după cum s-a arătat. Ele se iau ca valori constante și se determină cu ajutorul etaloanelor de U și Th în echilibru cu descendenții săi.

$$\frac{Ra_{24}}{Ra_{18}} = 0{,}61\,; \quad \frac{Th_{18}}{Th_{24}} = 0{,}65.$$

Sistemul de patru ecuații cu patru necunoscute va fi :

$$Ra_{18} + Th_{18} = N_1$$
$$Ra_{24} + Th_{24} = N_2$$
$$\frac{Ra_{24}}{Ra_{18}} = 0{,}61$$
$$\frac{Th_{18}}{Th_{24}} = 0{,}65$$

Rezolvarea acestui sistem dă ecuația de calcul a numărului de impulsuri datorat în exclusivitate thoriului,

$$N \text{ imp. } Th_{24} = \frac{N_2 - 0{,}61\, N_1}{0{,}65},$$

iar concentrația Th se calculează prin raportarea acestui rezultat la etalonul de Th.

Pentru calculul concentrației de U se revine la prima parte a seriei $U^{238} - Ra^{226}$, serie în dezechilibru, din care se scade influența thoriului, calculată de asemenea comparativ cu un etalon și, în fine, la impulsurile astfel corectate se determină concentrația uraniului.

În tabelul nr. 2 prezentăm o serie de parametri radiometrici caracteristici dezechilibrului, precum și concentrația de U și Th.

Tabelul nr. 2

Concentrațiile de U și Th și raportul elementelor în dezechilibru pentru probe de baritină Ostra

Proba	$\frac{UX_1}{Ra^{226}}$	$\frac{UX_1}{RaB}$	$\frac{UX_1}{ThB + RaB}$	U p.p.m.	Th p.p.m.
Uraniu în echilibru cu descendenții săi — conc. 26 p.p.m.	2,2	3,5	—	26	—
Thoriu în echilibru cu descendenții săi — conc. 22 p.p.m.	2,4	—	—	—	22
Aluniș, proba 645 din galeria cu gnaise baritizate, baritina porfirică albă cu zone oxidate roz	0,7	—	0,9	4,4	12
Aluniș, proba 644, baritină cimentată cu pirită și oxizi de fier	0,64	—	0,8	2,5	6
Ostra, proba 650, minereu complex compact, format din pirită, marcasită, blendă, galenă, calcopirită cu gangă, cuarț și baritină	0,7	—	0,9	0,7	3,7

De asemenea, în tabel sînt prezentate și raporturile $UX_1/Th + RaB$, pentru a scoate în evidență faptul că în procesul anomal întîlnit, concentrația thoriului nu joacă un rol deosebit, ea fiind de ordinul clarkului. De altfel, acest lucru se verifică în coloana concentrației de Th.

Analizele radiometrice de laborator conduc la următoarele concluzii :

— Probele analizate prezintă un dezechilibru radioactiv în favoarea Ra.

— Indiferent de intensitatea radioactivității probelor, raportul U^{238}/Ra^{226}, raport care indică dezechilibrul, este același.

— Seria thoriului în echilibru radioactiv nu prezintă concentrații în afara clarkului.

— Distribuția uraniului și a thoriului, în general, este de tip clarkeic. Unele mici diferențe în plus au fost obținute în probele colectate din zone cataclazate și oxidate.

— Toate probele care prezintă dezechilibru radioactiv sînt probe care conțin baritină clastofirică și probele de gnaise baritizate.

Ținînd seama de aceste rezultate, ne-am pus întrebarea dacă nu sîntem în prezența unei radiobaritine, așa cum a fost citată și de alți autori (1), (2), (4), (5), fapt care ne-a condus la efectuarea unui studiu radiometric de teren amănunțit al zăcămîntului.

Datele de teren au arătat că zonalitatea dată de structura și de gradul de puritate ale baritinei poate fi sesizată și radiometric (analiza în laborator a probelor colectate din toate tipurile de baritină, witherit, gnaise baritizate și sulfuri polimetalice, a confirmat aceasta). Astfel, în profilele transversale efectuate s-a constatat că baritina clastofirică are o radioactivitate mai ridicată (în unele zone ies în evidență maxime destul de frecvente în contrast cu valoarea ei generală) decît baritina porfirică, la rîndul ei mai radioactivă decît baritina pură cu textură masivă din partea mediană a filonului. Witheritul lipsit de impurități este mai slab radioactiv chiar decît baritina masivă.

Sulfurile polimetalice au indicat o creștere a radioactivității, comparativ cu valorile obținute în baritină și witherit.

În ceea ce privește radioactivitatea formațiunilor cristalino-mezozoice în care este cantonat zăcămîntul, s-a constatat că valorile cele mai scăzute caracterizează dolomitele și calcarele dolomitice. Radioactivitatea crește în radiolaritele din partea estică a filonului, pentru ca să atingă valori maxime în gnaisele cataclazate și baritizate. În acestea din urmă, curba obținută nu este continuă, ci întreruptă de numeroase maxime legate mai ales de fisurile căptușite cu pirită (fig.3).

O creștere sensibilă a valorilor se constată și în adîncime, pe măsură ce locul baritinei masive este luat de baritina clastofirică, și mai în adîncime de brecia gnaiselor de Rarău, cimentată cu baritină și sulfuri.

Valorile mici, obținute în dolomite și calcarele dolomitice, constituie o caracteristică cunoscută a acestora. Creșterea radioactivității în baritina clastofirică cimentată cu sulfuri și oxizi de fier, în constrast cu valorile mai mici din baritina porfirică și masivă, conduce la concluzia că aceasta se datorește unor cauze venite din exterior, independente de compoziția sa, legate de depunerea sulfurilor (în acestea sînt prezente incluziuni dintr-un compus organic al uraniului) și de prezența fierului din oxizii de fier care au proprietatea de a fixa urnaiu ; în zonele de oxidație, fierul for-

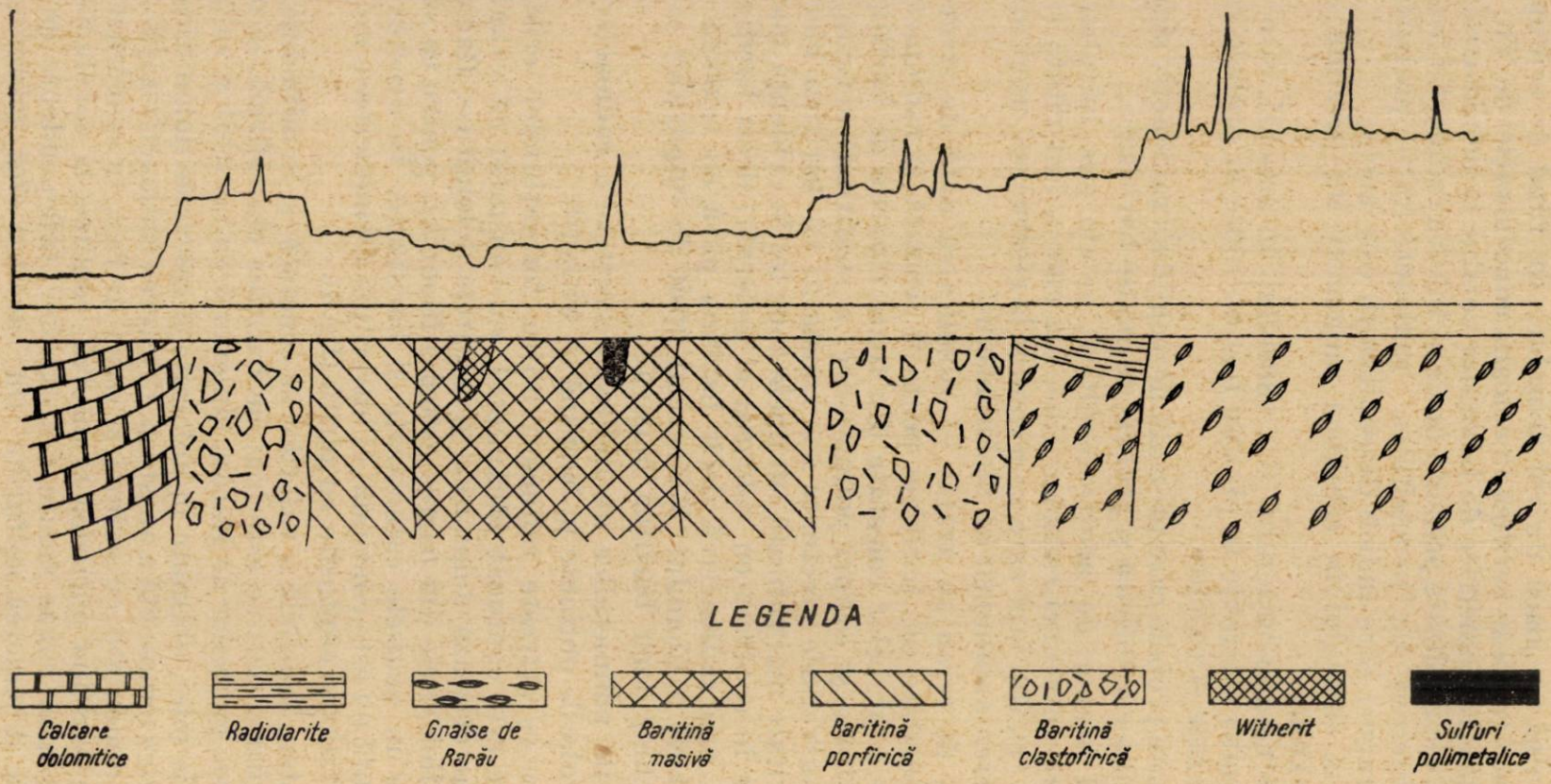


Fig. 3. — Variaţia radioactivităţii în formaţiunile cristalino-mezozoice din zona zăcămîntului de baritină de la Ostra.

mează compuși, în care uraniul este hexavalent ($U\ O_2^{2+}\ Fe_2O_3.\ nH_2O$), iar în zonele de cimentare compuși cu uraniu tetra- și hexavalent ($U^{4+} + U^{6+}$) $Fe_2O_3.\ n\,H_2O$. Acest fapt este atestat atît de radioactivitatea mai mare a corpului de sulfuri, cît și de cea a radiolaritelor impregnate cu oxizi de fier. Creșterea bruscă a radioactivității în gnaisele de Rarău se datorește feldspatului potasic.

Maximele frecvente care s-au întîlnit atît în gnaisele cataclazate, cît și în baritina clastofirică din anumite zone ale zăcămîntului de la Ostra sînt legate de fracturile direcționale, orientate aproximativ nord—sud (N_{350} V — NS), care au constituit căile de acces ale soluțiilor din care s-au depus elementele radioactive ce au generat anomaliile obținute.

Prezența spectrelor anomale numai în baritina clastofirică și, în special, în acele probe provenite din zonele de fracturi indică faptul că procesul de înlocuire a ionului de Ba^{2+} de către ionul de Ra^{2+}, proces favorizat de diferența mică dintre razele lor ionice (Ba 1,43 Å, Ra 1,52 Å), a avut loc numai în apropierea căilor de acces ale soluțiilor venite după formarea corpului de baritină. Mineralele de urnaiu sînt produse secundare, prezentîndu-se sub formă de compuși organici în piritele parțial colomorfe care căptușesc sistemele de fracturi direcționale.

Explicația raportului anomal între Ra și U, raport favorabil radiului, se poate da numai acceptînd că sursa cu elemente radioactive de alimentare a rocilor baritizate din regiunea Ostra este mult mai profundă, că aceste elemente au migrat pe căile mai favorabile de circulație a soluțiilor, căi determinate de sistemul de fracturi principale și secundare, că deci pe lîngă Ra, rezultat din dezintegrarea U din mineralele secundare, a fost un aport de Ra în proporție mai mare decît aportul de U din zonele profunde ale scoarței.

În concluzie, în zăcămîntul de baritină de la Ostra, radiul nu este cuprins în rețeaua baritinei depusă primar (probele de witherit și baritină masivă, neafectate de procese de cataclazare, analizate în laborator, sînt aproape inactive). El formează pelicule de radiobaritină numai în legătură cu sistemele de fracturi posterioare formării acestui zăcămînt.

BIBLIOGRAFIE

1. Buenoo Jessus A., *Jacimetos de uranio y otros metales en la region de la Baja. Municipio di California. Departamento de Santander*, Columbia Inst. Geol. nacl., Bol. Geol., 1955, 3, *3*.
2. Coppens R., Durand G. et Jurain G., *Equilibre et déséquilibre radioactifs dans les minéraux et les roches. Conséquences géochimiques et géochronologiques*, Sciences de la Terre, 1965, X (1964—1965), *2*.
3. Домарев И., *Геология урановых месторождений капиталистических стран*, Госгеолтехиздат, Москва, 1957.
4. Хеинрих Р. В., *Минералогия и геология сырых радиоактивных минералов*, Иностр. лит., Москва, 1964.
5. Heyl A. V., *Zoning en the Bitter Creck — vanadium — Uranium — deposit near Uravan — Colorado U. S.*, Geol. Survey Bull., 1957, *1 042 F*.
6. Ianovici V., Giușcă D., Tănăsescu F. și Pitulea G., *Zăcămîntul de baritină de la Ostra*, Congresul VI al Asociației carpato-balcanice, Varșovia, 1963.
7. Мелков В. Г., и Пухальский М., *Поиски месторождений урана*, Госгеолтехиздат, Москва, 1952.

8. Pitulea G., Tănăsescu F. și Mînzăraru Lidia, *Asupra prezenței witheritului în zăcămîntul de baritină de la Ostra*, St. și cerc. geol., 1963, **VIII**, *3*.
9. Pitulea G., Gurău A. și Tănăsescu F., *Studiul microtectonic al zăcămîntului de baritină de la Ostra*, Dări de seamă Inst. geol., 1965, **LI** (1963—1964), *1*.
10. Pitulea G. și Mușat I., *Asupra prezenței unor elemente minore în zăcămîntul de baritină de la Ostra*, Dări de seamă Inst. geol., 1965, **LI** (1963—1964), *1*.
11. Rosholt J. N. Jr., *Natural radioactive disequilibrium of the uranium series*, Geol. Survey Bull., 1959, *1084*.
12. Саромятников Н. Г., *Миграция изотопов урана, радия и тория и интерпретация радиоактивных аномалий*, Изд. Акад. наук Казахской ССР. Алма-Ата, 1961.
13. Соболева М. В., и Пудовкина И. А., *Минералы урана*, Госгеолтехиздат, Москва, 1957.
14. Tănăsescu F. și Pitulea G., *Considerațiuni asupra mineralizațiilor de baritină de la Ostra. Carpații Orientali*, Rev. minelor, 1962, **XIII**, *6*.

Institutul de geologie și geografie
al Academiei Republicii Socialiste România
și
Comitetul de Stat al Geologiei.

Primită în redacție la 30 martie 1966.

CĂI NOI ÎN DESCIFRAREA EVOLUȚIEI GEOLOGICE A TERENURILOR CRISTALOFILIENE

DE

MARCELA DESSILA-CODARCEA

55(05)

Abordarea studiului terenurilor cristalofiliene din noi puncte de vedere a condus la conturarea căilor care trebuie urmate în vederea descifrării istoriei lor geologice. Rezultatele recente obținute în Carpații românești deschid perspective promițătoare studiului evoluții geologice complexe a nucleelor vechi din zona alpină.

În perioada actuală, în toate domeniile de activitate, asistăm la o adevărată revoluție. În geologie, ca și în celelalte științe, se realizează, progrese remarcabile, apar idei inedite, se formulează ipoteze îndrăznețe care reclamă renunțarea la tiparele și schematismul vechi. Se conturează căi noi pentru descifrarea istoriei geologice, care deschid posibilități nebănuite de cercetare și conduc la o explicare mai aprofundată a fenomenelor și proceselor, care formează mecanismul de evoluție a scoarței terestre.

În lumina celor arătate mai sus vom căuta să abordăm cîteva din problemele care au frămîntat și frămîntă în prezent, mai mult ca oricînd, cercetătorii terenurilor cristalofiliene, în general, ale nucleelor cristaline din zona alpină, în special. Menționăm de la început că analizarea judicioasă a datelor personale obținute în urma cercetărilor efectuate în Carpații Meridionali centrali, completate cu studierea bogatului material faptic referitor la formațiunile metamorfozate din țara noastră a fost urmată, în mod firesc, de încercări de sintetizare, în scopul obținerii unei imagini evolutive cît mai complete și mai veridice a terenurilor cristalofiliene din România. Cu aceste ocazii am emis o serie de ipoteze atît în privința paleolitologiei, cît și a paleotectonicii acestor terenuri; unele dintre aceste ipoteze au fost pînă în prezent confirmate, altele constituie încă o bază de discuție care va conduce, în viitor, la rezolvarea problemelor pe care le abordează. Experiența acumulată în activitatea de cercetare a terenurilor

St. și cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie t. 11 nr. 2 p. 341–353 București 1966

cristalofiliene ne permite să expunem concluziile la care am ajuns în cîteva dintre problemele majore ale descifrării istoriei geologice a acestor terenuri. Pentru o rezolvare mai justă, mai logică, mai apropiată de adevăr a acestor probleme, vom încerca să arătăm perspectivele promițătoare pe care le deschid căile noi de cercetare a formațiunilor cristalofiliene.

DETERMINAREA CARACTERULUI MATERIALULUI PREMETAMORFIC AL FORMAȚIUNILOR CRISTALOFILIENE

Pînă nu demult terenurile cristalofiene erau studiate numai din punct de vedere petrografic. La început, metoda mineralogică de studiu se limita la caracterizarea mineralogică și chimică a rocilor. Necesitatea obținerii unei sistematizări a materialului faptic acumulat a determinat apariția clasificărilor șisturilor cristaline. Aceste clasificări erau bazate însă pe principii termodinamice, sprijinindu-se în unele cazuri pe observații și date cu caracter local (de exemplu zoneografia lui I. Jung și M. Roques — Masivul Central din Franța), în alte cazuri rezultînd în urma sistematizării unui material faptic bogat (de exemplu principiul faciesurilor lui F. Turner). În urma aplicării acestor clasificări în studiul diferitelor masive cristaline s-au obținut scheme evolutive simpliste, bazate pe ipoteza care susține metamorfozarea depozitelor unui geosinclinal, începînd din părțile lui profunde (cata—și mezozonale — faciesul granulitelor și amfibolitelor), pînă în părțile superioare (epizonale — faciesul șisturilor verzi).

Prezența unor roci specifice care existau atît în aria de răspîndire a formațiunilor mezometamorfice, cît și în aceea a formațiunilor epimetamorfice a dus la apariția unor ipoteze care încercau să explice poziția și mecanismul lor de formare. Ne referim la complexele gnaisice, caracterizate prin prezența gnaiselor lit—par—lit și a gnaiselor oculare. Pentru explicarea prezenței acestor roci în condiții atît de diferite s-a recurs la ipoteze bazate în primul rînd pe premise fizico-chimice. Amintim astfel ipoteza injecției lit—par—lit, a palingenezei, anatexiei și a metasomatozei, urmată în ultimii ani de ipoteza fuziunii diferențiale, bazată pe datele experimentale a lui J. Wyart, G. Sabatier și H. G.F. Winkler, care au reușit să reproducă o magmă granitică, obținînd cristalizarea granitului. Denumirea generală cea mai uzitată pentru astfel de roci este aceea de „migmatit", introdusă în literatura geologică de J. Sederholm. Cu această ocazie trebuie să subliniem că există o mare diversitate de păreri asupra conținutului acestui termen, încît folosirea lui trebuie însoțită de definiția acceptată de autorul respectiv. Această clarificare este necesară cu atît mai mult, cu cît după L.G Langeaud (10) fenomenul de metasomatoză, pe de o parte, este diferit de cel de migmatizare (palingeneză), deși primul proces este legat adesea în spațiu cu ultimul, iar pe de altă parte se poate distinge o metasomatoză peripalingenetică și o metasomatoză legată de metamorfismul general. Considerăm de asemenea necesar să menționăm că adeseori zonele de gnaise oculare au fost considerate drept granite sinorogene.

Progresele realizate în ultimele decenii în științele geologice au necesitat abordarea studiului terenurilor cristalofiliene din noi puncte să vedere, în scopul descifrării evoluției lor paleotectonice. Astfel, a început de

se contureze un nou criteriu de cercetare a acestor formațiuni, și anume determinarea naturii materialului premetamorfic și încadrarea lui într-unul din tipurile principale de formațiuni cu semnificație bine stabilită în evoluția geosinclinalelor. Acest mod nou de studiu al terenurilor cristalofiliene contravine, în primul rînd, profilului cercetătorilor petrografi, neobișnuiți cu acest mod de abordare a problemelor ; în al doilea rînd, stratigrafii care lucrează de mult în acest spirit sînt puși în imposibilitate de a rezolva aceste probleme, deoarece caracterul formațiunilor primordiale este mascat de efectele metamorfismului. În mod obișnuit s-a recurs la rezolvări simpliste, bazate pe schemele cunoscute de transformare a rocilor sedimentogene și vulcanogene în șisturi cristaline, în virtutea cărora din orice depozit pelitic vor rezulta micașisturi, dintr-o arcoză, gnaise și așa mai departe.

Clasificarea șisturilor cristaline, îndeosebi a celor mezozonale, în categoriile principale de roci care intră în alcătuirea scoarței terestre este destul de simplu de făcut, fiind rezolvată în mod curent cu succes, cu excepția complexelor gnaisice, a căror geneză a suscitat întotdeauna discuții foarte controversate. Pentru stabilirea exactă a tipului de rocă sînt necesare însă, în primul rînd, cunoștințe de petrografie sedimentară, în cazul rocilor de origine sedimentogenă sau vulcano-sedimentogenă, și de petrografie a rocilor eruptive, în cazul unui material primordial vulcanogen.

Încercările pe care le-am făcut în ultimul timp în scopul stabilirii naturii materialului premetamorfic din transformarea căruia au rezultat variatele tipuri de șisturi cristaline, care constituie Carpații Meridionali centrali, ne-au condus la conluzia că, în studiul paleolitologic al formațiunilor metamorfozate, trebuie să se țină seamă, în primul rînd, de structurile relicte. Determinarea tipului de rocă, atunci cînd ne referim la depozite primordiale terigene, trebuie să se bazeze pe studiul microstructurilor relicte ; caracterul formațional al seriilor sau complexelor de șisturi cristaline trebuie stabilit pe baza clarificării relațiilor dintre diferitele tipuri de roci, a căror proveniență a fost anterior stabilită, și al macrostructurilor relicte. Determinarea caracterului materialului vulcanogen impune studierea pe teren a modului de zăcămînt și a relațiilor cu rocile înconjurătoare, urmată apoi de determinarea compoziției mineralogice și decelarea structurilor relicte în laborator. Desigur că precizări asupra tipului de magmă din consolidarea căruia au rezultat rocile și a procesului de diferențiere magmatică nu pot fi făcute decît pe baza unor studii speciale chimice, spectrochimice etc.

Pe aceste căi am reușit să divizăm imensa stivă de formațiuni cristalofiliene care alcătuiesc Carpații Meridionali centrali, în serii și complexe de șisturi cristaline, caracterizate printr-o litologie proprie. În cele ce urmează ne vom referi în special la complexele gnaisice, deoarece problema genezei acestora a dus la apariția a numeroase ipoteze, în timp ce problema stabilirii naturii materialului premetamorfic, în cazul formațiunilor epimetamorfice, este mai ușor de rezolvat. Partea inferioară a stivei de șisturi cristaline din Carpații Meridionali centrali este prepondernent gnaisică, fiind alcătuită din depozite terigene psefitice și psamitice în bază, cu caracter ritmic în partea superioară, rezultate prin erodarea unui fundament vechi granitoid, metamorfozat regional. Materialul terigen este asociat

uneori cu material vulcanogen, reprezentat fie prin material piroclastic acid, fie prin curgeri de lave. Acesta este un mod cu totul nou de a se încerca rezolvarea problemei genezei formaţiunilor gnaisice din Carpaţii româneşti, fundamental opus celorlalte ipoteze enumerate mai sus, utilizate obişnuit de autorii precedenţi.

De altfel, ţinem să remarcăm faptul că acest nou punct de vedere, referitor la geneza complexelor gnaisice din Carpaţii româneşti, a fost sesizat şi în alte regiuni ale globului; în literatura geologică au apărut şi apar mereu ipoteze care încearcă să explice în acelaşi mod geneza unor complexe gnaisice, identice din punct de vedere petrografic. Nu ne referim la scuturile vechi (de exemplu scutul baltic), unde macrostructurile relicte (stratificaţia încrucişată, ritmică etc.) şi microstructurile relicte (psefitice, psamitice, brecioide etc.) sînt numeroase şi foarte evidente, încît sînt greu de contestat (16). Ne vom ocupa numai de nucleele cristaline din zona alpină, pentru a nu depăşi cadrul general al terenurilor din ţara noastră. În ultimii ani, cercetările efectuate în zona axială a Pirineilor au adus puncte de vedere noi în privinţa genezei complexelor de gnaise şi de micaşisturi care constituie nucleele vechi. Astfel, în masivul Aston, gnaisele de Peyregrand se aştern peste gnaisele de Aston (gnaise oculare şi gnaise amigdaloide, alternînd uneori cu gnaise fine leucocrate leptinitice) sau peste un complex de micaşisturi uneori feldspatizate, avînd în bază un nivel stratigrafic bine definit, constituit din gnaise cu galeţi rotunjiţi sau lenticulizaţi de cuarţ, mai rar de şisturi silicioase. Acest nivel de gnaise este considerat că rezultă prin metamorfozarea unor pudinguri, cu atît mai mult cu cît ele sînt asociate cu alte roci detritice, reprezentate prin metaconglomerate bazice şi prin „gnaise granulate", similare cu cele din seria de Canaveille (tufuri vulcanice după G. Guitard şi P. Laffitte, 1960). Masivele Canigou şi Carança sînt constituite din şisturi cristaline, remarcabile prin marea dezvoltare a gnaiselor oculare, rezultate printr-un proces de metamorfism regional şi a migmatitelor, gnaiselor granitice şi granitelor formate ulterior în cursul unui episod de granitizare regională. În primul rînd, este foarte interesant de remarcat faptul că şisturile cristaline, caracterizate prin alternanţa pachetelor de gnaise oculare sau comune şi a pachetelor de micaşisturi, sînt considerate drept corespondent al vechilor unităţi sedimentare pe seama cărora s-au format. În al doilea rînd trebuie să subliniem că se emite ipoteza formării diferitelor tipuri de gnaise printr-un fenomen de fedspatizare izochimică a unor depozite de compoziţie chimică corespunzătoare, reprezentate prin sedimente grezoase, arcoziene sau conglomeratice, asociate uneori cu material vulcanogen riolitic sau piroclastic.

Iată deci acelaşi mod de a privi problema genezei complexelor gnaisice, la care s-a ajuns independent, fie că ele constituie fundamentul carpatic vechi, fie că iau parte preponderentă în alcătuirea masivelor cristaline din Pirinei. Emiterea ipotezei derivării complexelor gnaisice din Carpaţi dintr-un material cu chimism corespunzător a rezultat din analiza macro- şi microstructurilor relicte, completată cu observarea relaţiilor pe teren dintre diferitele pachete de roci; interpretarea judicioasă a faptelor acumulate este incompatibilă cu admiterea unor noţiuni ca acelea de „ichor", fluide şi chiar magme, care nu au nici un substrat material. În Pirinei s-a ajuns la aceleaşi concluzii pe baza neconcordanţelor de metamorfism.

Accentuăm asupra faptului că această nouă ipoteză asupra complexelor gnaisice nu reclamă cîtuși de puțin negarea existenței și importanței proceselor de palingeneză și metasomatoză, care rămîn realități geologice incontestabile. Vrem să arătăm doar că de cele mai multe ori aceste procese au avut loc ulterior procesului de metamorfism regional, așa cum consideră și G. Guitard, ducînd la o serie de transformări specifice lor, dar care nu trebuie confundate cu procesele primordiale de sedimentare și apoi de metamorfism regional.

NECESITATEA APLICĂRII PRINCIPIULUI ISTORIC ÎN STUDIUL TERENURILOR CRISTALOFILIENE

În aria de răspîndire a formațiunilor cristolofiliene au fost puse în evidență tipuri sau complexe de roci a căror geneză nu a putut fi complet elucidată, deoarece ipotezele existente nu explică decît parțial originea lor. Vrem să aducem în discuție problema gnaiselor lenticulare, caracterizate prîn prezența unor lentile feldspatice de dimensiuni de ordinul centimetrilor. Asemenea roci apar în fundamentul Carpaților Meridionali, constituind un complex bine individualizat, care ocupă o poziție geometrică inferioară. Din literatura geologică se desprinde în mod evident că prezența acestui tip de roci este destul de frecventă în complexele gnaisice din foarte multe masive cristaline. Aspectul pregnant conglomeratic al acestor roci ne-a determinat să le acordăm o atenție specială. Studiul microscopic al mezostazei lor pune în evidență microstructuri psamitice relicte, uneori foarte evidente ; din acest fond se detașează clar „galeții" în majoritate microclinici, foarte rar cu aspect granitoid. Microclinul, de obicei alterat și fisurat, înglobează plagioclazi idiomorfi intens corodați și plaje scheletiforme de cuarț, dînd impresia blastezei lui într-un fond de rocă eruptivă ; aceste aspecte contrastează în mod vădit cu mezostaza detritică a rocii, lentilele apărînd ca elemente alohtone și nu ca formațiuni rezultate printr-un proces de blasteză *in situ* sau de metasomatoză.

Observațiile de teren din care rezultă alternarea pachetelor de gnaise lenticulare avînd limite tranșante, cu pachete de gnaise biotitice blastopsamitice, identice în ceea ce privește compoziția și structura cu mezostaza gnaiselor lenticulare, ne-au determinat de asemenea să respingem ipoteza metasomatică. Metamorfismul mezozonal, la nivelul faciesului amfibolitelor respinge ipoteza migmatică, după cum a demonstrat și G. Guitard pentru gnaisele oculare din Pirinei. Poziția acestor gnaise și relațiile cu rocile înconjurătoare infirmă părerea că am avea de-a face cu un proces de granitizare sinorogenă. Am recurs deci la ipoteza că aceste gnaise provin dintr-un material primordial psefitic. Predominanța galeților de microclin, pe de o parte, absența totală a galeților de cuarț și raritatea galeților de roci granitoide, pe de altă parte, sînt argumente destul de serioase împotriva ipotezei emise de noi. Faptul că natura materialului remaniat al conglomeratelor depinde de alcătuirea reliefului din eroziunea căruia rezultă ele este un adevăr de care nu se mai îndoiește nimeni. Astfel se întîmplă cu conglomeratele din formațiunile mai recente și chiar cu cele care aparțin proterozoicului superior, unde se întîlnesc întodeauna galeți de cuarț. Dar oare se poate susține același lucru și pentru depozitele

mai vechi, aparținînd proterozoicului inferior sau, eventual, arhaicului? În ipoteza erodării unui relief constituit din roci granitoide sau porfirice, bogate în potasiu, în care metamorfismul regional a dezvoltat deja lentile mari de microclin, este de la sine înțeles că depozitele psefitice rezultate vor conține galeți de microclin și nu de cuarț, care nu exista decît sub formă mărunt granulară.

Cele susținute mai sus apar mai clar în cazul formațiunilor epimetamorfice, unde prezența galeților de feldspat roz iese în evidență în fondul de șist cuarțito-sericito-cloritos, care îi înglobează. În Carpații Orientali, în partea bazală a stivei formațiunilor epimetamorfice atribuite proterozoicului superior după conținutul microfloristic, au fost puse în evidență nivele de șisturi blastopsefitice, conținînd galeți mici (0,5—2 cm) de feldspat potasic, adesea transformat în schachbrett-albit Acești galeți provin fără îndoială din erodarea unui fundament gnaisic.

În concluzie, din observațiile expuse mai sus reiese clar necesitatea abordării studiului șisturilor cristaline din noi puncte de vedere. Principiul cauzelor actuale, aplicat cu succes în studiul formațiunilor mai tinere, poate duce la concluzii cu totul greșite, cînd este utilizat în descifrarea istoriei geologice a terenurilor foarte vechi. Pentru o rezolvare mai veridică a evoluției geologice a acestor terenuri este mult mai potrivit să se aplice principiul istoric.

PROBLEMA DIVIZĂRII STIVELOR DE ȘISTURI CRISTALINE ALE NUCLEELOR VECHI DIN ZONA ALPINĂ

Pînă nu de mult, imensele stive de formațiuni care constituie masivele cristaline din zona alpină erau considerate în majoritatea cazurilor ca fiind rezultate prin metamorfozarea depozitelor geosinclinalului hercinic, fie că era vorba de Pirinei sau de Alpi, fie de Carpați sau de Balcani. Cercetările efectuate în ultimii ani în Carpați au pus în evidență relații de transgresiune între unele din seriile cristalofiliene, transgresiuni marcate și prin discordanțe de metamorfism. Astfel ipoteza existenței a două sisteme geosinclinale, metamorfozate și cutate în epoci tectonice diferite, a apărut în mod necesar și evident consecința firească a infirmării ideii unei succesiuni continue de sedimentare și a unui metamorfism unic. De altfel, trebuie să remarcăm că și în cazul în care această ipoteză nu este admisă, ultimele rezultate ale cercetării terenurilor cristalofiliene prezintă adesea nepotriviri, care nu au putut fi explicate în mod satisfăcător. În vederea obținerii unor lucrări cît mai complete și mai documentate la nivelul mondial al științelor geologice s-a încercat de multe ori încadrarea șisturilor cristaline dintr-o anumită regiune în diferitele clasificări utilizate în studiul terenurilor cristalofiliene. În mod aproape constant, nu s-a reușit aplicarea lor strictă; adeseori s-au ivit unele neconcordanțe între clasificări și realitățile terenului. Acest rezultat este firesc, după părerea noastră, deoarece diferitele clasificări au fost făcute pe baza studiului unor regiuni cu evoluție geologică proprie. Clasificările existente sînt clasificări mai mult petrografice, care privesc de obicei evoluția geologică în mod simplist. Realitatea geologică este însă mult mai complexă.

Acest adevăr este dovedit în mod clar de studiul terenurilor sedimentare, cînd, deși situațiile sînt mai clare, există totuși probleme greu de rezolvat. Cu atît mai mult trebuie să ținem seamă de acest fapt în studiul terenurilor cristalofiliene vechi, paleozoice și precambriene, care reprezintă un imens interval de timp. Firește este mai greu de urmărit evoluția geologică a acestor terenuri din cauza proceselor de metamorfism, care au șters multe din caracteristicile premetamorfice : stratificație, litologie, microstructuri etc. Care sînt atunci posibilitățile de divizare a stivelor de șisturi cristaline, pe baza cărora să se poată ajunge la stabilirea evoluției lor geologice ? În zonele regenerate de mai multe ori, discordanțele tectonice sînt mai puțin evidente ; în ultimul timp, analiza rezultatelor obținute prin metoda microtectonică a condus tot mai frecvent la constatarea că studiul elementelor structurale poate duce adesea la concluzii eronate, atunci cînd este utilizat pe plan regional. Experiența acumulată în decursul anilor de cercetare a terenurilor cristalofiliene din Carpații Meridionali ne-a permis să ajungem la următoarele concluzii :

Cartările la scări foarte mari, completate cu studii microscopice minuțioase, pot pune în evidență discordanțe stratigrafice : lacune de sedimentare, fenomene de transgresiune, de regresiune etc. Trebuie să remarcăm însă că admiterea posibilității existenței unor discordanțe stratigrafice în stivele de șisturi cristaline nu este negată în principiu, cu toate că în general astfel de situații au fost puse în evidență foarte rar, ele rezolvîndu-se de obicei cu ajutorul tectonicii germanotipe. Punerea în evidență a discordanțelor stratigrafice nu rezolvă însă, în mod satisfăcător, problema evoluției geologice a terenurilor cristalofiliene, deoarece admiterea existenței lor nu înfirmă cu nimic ipoteza sistemului geosinclinal unic.

Problema majoră a descifrării istoriei geologice a terenurilor cristalofiliene este acea a stabilirii succesiunilor de procese de importanță esențială în evoluția scoarței terestre. Această problemă se poate rezolva pe baza decelării formațiunilor „tectonice" sau a asociațiilor de roci legate paragenetic între ele prin același regim tectonic în care s-au format : formațiuni spilito-keratofirice, formațiuni jaspilitice, formațiuni silicioase, corespunzătoare etapelor vechi de dezvoltare a geosinclinalelor ; serii de grauwacke, serii șistoase și serii carbonatice, care se depun în etapele mediane ; flișuri și molase, reprezentînd ultimele etape geosinclinale (*Tectonica Europei*, 1964). Decelarea formațiunilor tectonice trebuie urmată, în mod obligatoriu, de analizarea aprofundată a proceselor de metamorfism ; numai pe baza acestui criteriu se pot grupa formațiunile aparținînd diferitelor sisteme geosinclinale, metamorfozate în epoci tectonice independente. Stabilirea evoluției proceselor magmatice strîns legate de activitatea tectonică a zonelor geosinclinale se impune, în mod necesar, în vederea completării schemelor tectonice și metalogenetice. În ultimul timp, șisturile cristaline au fost datate pe baza conținutului microfloristic, creîndu-se astfel o bază sigură în vederea stabilirii vîrstei formațiunilor premetamorfice. Considerarea particularităților structurilor tectonice, caracteristice zonelor geosinclinale, furnizează de asemenea date utile pentru descifrarea evoluției terenurilor cristalofiliene.

Iată deci, care ar trebui să fie fazele principale ale studiului terenurilor cristalofiliene :

— În primul rînd, trebuie procedat la determinarea paleolitologiei pachetelor de şisturi cristaline, pe baza studiului macro- şi microstructurilor relicte, care să permită gruparea acestora în complexe de şisturi cristaline unitare, specifice, corespunzătoare formaţiunilor „tectonice". Stabilirea superpoziţiei complexelor trebuie să conducă la asociaţiile succesive de roci, caracteristice evoluţiei geosinclinalelor.

— În al doilea rînd, este necesar să se efectueze studii comparative metamorfic-faciale, pentru a se stabili caracteristicile proprii fiecărei epoci tectonice. Astfel, în privinţa produselor magmatismului iniţial, experienţa personală ne-a condus la concluzia că numai pe baza criteriului de metamorfism se pot deosebi termenii aparţinând unor epoci tectonice diferite ; în lipsa acestui criteriu manifestările vulcanice bazice sau acide puse în evidenţă la diferite nivele ale stivelor de şisturi cristaline pot fi greşit încadrate în aceeaşi regiune de cutare.

— În al treilea rînd, trebuie să se identifice termenii magmatici principali, corespunzători evoluţiei geosinclinalelor : magmatitele iniţiale, magmatitele sinorogene, postorogene şi anorogene. Remarcăm că, în ultimul timp, se manifestă tendinţa de a se diviza stivele de şisturi cristaline pe baza reconstituirii ciclurilor tectono-magmatice, în sensul punerii în evidenţă a termenilor menţionaţi mai sus. Acest mod de a rezolva problema descifrării evoluţiei terenurilor cristalofiliene poate conduce la concluzii eronate din multe motive. De foarte multe ori, ciclurile tectono-magmatice sînt incomplete ; se cunosc cazuri cînd termenii magmatismului sinorogen sau postorogen lipsesc. În limitele eugeosinclinalelor, fenomenele magmatice ating o dezvoltare maximă, în timp ce în miogeosinclinale ele nu apar decît sporadic. Amintim de asemenea că intruziunile posterioare unei orogeneze principale pot aparţine unor cicluri mai tinere decît structurile pe care le invadează.

— Datarea diviziunilor majore ale stivelor de şisturi cristaline stabilite se impune, în mod absolut necesar. Posibilitatea utilizării criteriilor biostratigrafice în vederea datării formaţiunilor metamorfozate, corespunzînd întregului interval al faciesului şisturilor verzi şi părţii superioare a faciesului amfibolitelor a fost demonstrată. Datele palinologice trebuie interpretate în strînsă legătură cu rezolvarea geologică complexă a istoriei masivelor cristaline considerate. Numai astfel aceste date pot fi valorificate corespunzător. Mai dificilă este datarea formaţiunilor mezometamorfice, deoarece din ce în ce mai mult, criteriile de vîrstă absolută se dovedesc inutilizabile pentru stabilirea epocilor vechi de cutare şi de metamorfism în cadrul zonei alpine.

— În sfîrşit, se definesc structurile tectonice : stilul de cutare, sensul de deversare al cutelor, fenomenele de imbricaţii şi de şariaj, sistemele de fracturi etc. În această privinţă remarcăm că în cazul suprapunerii efectelor mai multor epoci tectonice este necesară o analiză judicioasă a datelor obţinute pentru a se evita eventuale confuzii.

Împărţirea stivelor de şisturi cristaline în diviziunile mari, corespunzătoare sistemelor geosinclinale, nu se va putea realiza decît respectînd fazele de studiu menţionate mai sus. Nerespectarea lor poate conduce la concluzii greşite şi la scheme tectonice sau metalogenetice inexacte.

În urma abordării pe căi noi a studiului terenurilor cristalofiliene s-a conturat ideea existenței a două grupe mari de șisturi cristaline în Carpați, reprezentînd depozitele a două sisteme geosinclinale, caracterizate printr-o evoluție proprie, cutate și metamorfozate în timpul a două importante epoci de cutare și de metamorfism. Grupul inferior este constituit din formațiuni predominant gnaisice, metamorfozate la nivelul faciesului amfibolitelor, granitizate într-o etapă ulterioară metamorfismului regional, peste care se așternformațiunile grupului superior, caracterizate prin abundența materialului vulcanogen, a depozitelor calcaroase și grafitoase, metamorfozate la nivelul faciesului amfibolitelor la partea inferioară și a faciesului șisturilor verzi la partea superioară. La prima vedere deci, o succesiune de depozite caracterizată printr-o perfectă continuitate de sedimentare și de metamorfism. Trebuie să remarcăm însă că cercetările recente efectuate în terenurile cristalofiliene din România au început să menționeze din ce în ce mai frecvent suprapunerea proceselor de metamorfism. Pentru Carpații Meridionali centrali am stabilit următoarea succesiune : metamorfism regional, granitizare, retrometamorfism și metamorfism regional (1962). Analizarea minuțioasă a proceselor de metamorfism la diferite nivele ale succesiunii stratigrafice a seriilor de șisturi cristaline ne-a condus la concluzia existenței mai multor discordanțe de metamorfism. Astfel, limita dintre grupul inferior și grupul superior este marcată prin oprirea bruscă a proceselor de granitizare, care nu o depășesc niciodată. Aplicarea acelorași metode a sugerat de asemenea posibilitatea existenței a două sisteme geosinclinale în cadrul grupului superior : dornean și alutian.

Existența mai multor sisteme geosinclinale în Carpați a impus în mod necesar problema datării lor cu atît mai mult, cu cît vîrsta paleozoică a ultimului sistem era admisă de mulți autori. Descoperirea și determinarea unor resturi microfloristice în șisturile cristaline aparținînd sistemului dornean au dat posibilitatea atribuirii lui proterozoicului tînăr ; studiul comparativ al proceselor de metamorfism care au transformat formațiunile părții superioare a proterozoicului tînăr în șisturi cristaline, pe de o parte, și al proceselor care au afectat depozitele paleozoice cunoscute, pe de altă parte, au condus la admiterea manifestării destul de intense a epocii baicaliene în Carpați, ale cărei efecte metamorfice sînt deosebite de cele ale epocilor tectonice paleozoice. Grupul inferior se integrează în regiunea de cutare karelianǎ, iar sistemul alutian ar reprezenta un complex cutat care în timp s-ar situa între baicalian și karelian. Iată, deci, ce impresionantă suprapunere de sisteme geosinclinale în segmentul carpatic al zonei alpine.

Este necesar să arătăm că ipoteza suprapunerii mai multor sisteme geosinclinale în Carpați este nouă, încît este firească întîmpinarea ei cu oarecare rezerve. Admiterea existenței baicalidelor este primul pas cîștigat. Amintim că pe harta tectonică a Cehoslovaciei, în Munții Tatra, se separaseră deja structuri precambriene (probabil assyntice), încă din anul 1960. Iată ce aspect a luat această problemă în ultimul timp, în privința părții estice a zonei alpine a Eurasiei : „Figurarea uniformă a aflorimentelor soclului hercinic (nuclee vechi), adoptată pentru prima ediție a hărții tectonice a Europei, reprezintă o schematizare exagerată a proporțiilor reale existînd în natură. Mai mult, s-au figurat formațiuni metamorfice

evident antevaristice ale precambrianului superior şi ale paleozoicului inferior (mai ales cambrian inferior), ca un etaj structural inferior varistic. Datele de care dispunem în prezent permit să se conchidă că aceste formaţiuni se raportează la un complex structural cu totul independent, care convine să-l privim ca baicalian. Acest complex geosinclinal metamorfozat constituie soclul vechi al unor terenuri vaste în partea estică a regiunii alpine a Eurasiei" ((2), p. 12).

Existenţa baicalidelor în Carpaţi determină necesitatea reconsiderării acestei probleme şi în partea vestică a zonei alpine, îndeosebi în segmentul balcano-carpato-tatric. Pentru a putea ajunge la unele concluzii în privinţa posibilităţii coexistenţei variscidelor, baicalidelor şi eventual a unor structuri mai vechi în nucleele din zona alpină vom începe cu epoca varistică. Această epocă a avut efecte multiple, care au făcut şi fac foarte dificilă separarea depozitelor paleozoice de formaţiunile mai vechi, din următoarele cauze :

— Adeseori epoca varistică a produs o puternică regenerare a structurilor vechi, delimitarea diferitelor sisteme cutate fiind foarte greu de rezolvat.

— În imediata apropiere a nucleelor cristaline vechi, variscidele le mulează, încît formaţiuni caracterizate printr-un metamorfism avansat şi adesea granitizate sînt considerate ca reprezentînd părţile profunde ale geosinclinalului varistic.

— În interiorul nucleelor vechi se observă de cele mai multe ori o perfectă concordanţă între structurile varistice şi structurile mai vechi, fapt utilizat de obicei ca argument principal în privinţa separării formaţiunilor mai vechi de cele paleozoice, dar uşor explicabil în ipoteza că structurile varistice pot fi impuse de fundamentul vechi.

Trebuie să subliniem că exact aceleaşi probleme se transpun mai jos, în stiva de depozite precambriene. Atribuirea unei importante părţi a formaţiunilor epimetamorfice din România baicalidelor a adus de la sine considerarea formaţiunilor mezometamorfice, avînd poziţii geometrice inferioare, drept părţi profunde ale geosinclinalului baicalian. Se înţelege că pentru combaterea acestui punct de vedere nu se mai pot utiliza datele microfloristice. În baza rezultatelor obţinute pînă în prezent, putem susţine însă cu convingere că stabilirea etapelor principale ale istoriei geologice a terenurilor cristalofiliene din România şi, implicit, a nucleelor cristaline din zona alpină nu este nerezolvabilă ; abordarea studiului lor prin criteriile noi, arătate mai sus, este însă absolut necesară. Aceasta este cu atît mai imperios, cu cît s-ar putea comite eroarea de a se atribui baicalidelor fie terenuri mai vechi, fie terenuri mai noi, după cum în ultimul timp chiar a început să se manifeste tendinţa. De altfel, datele asupra masivelor vechi din zona alpină sînt atît de incomplete şi de controversate, încît nu s-a putut rezolva problema evoluţiei lor paleotectonice pentru prima ediţie a hărţii tectonice a Europei. Dimpotrivă, în regiunile de cutare varistică, în vorlandul zonei alpine, masivele vechi constituite din sisteme cutate baicaliene şi antibaicaliene sînt reprezentate amănunţit dînd posibilitatea obţinerii unei imagini destul de complete a evoluţiei lor tectonice. Este foarte interesant de remarcat coexistenţa variscidelor, baicalidelor şi probabil a karelidelor (Masivul Boemiei). În partea vestică a Europei, în Masivul Central al Franţei şi în Masivul Armorican nu sînt

separate decît structuri hercinice și baicaliene, cu toate că existența unui fundament mai vechi este cunoscută; probabil, a doua ediție a hărții tectonice a Europei va aduce o serie de amănunte noi și în acest sens. Se înțelege că se poate aduce obiecția că masivele vechi din vorlandul zonei alpine și cele din interiorul ei nu pot prezenta puncte de comparație, deoarece fac parte din unități structurale diferite. Această obiecție nu ni se pare întru totul justificată, deoarece evoluția precambriană a teritoriului Europei este foarte puțin cunoscută, atunci cînd ne referim la zona alpină, care s-a schițat și s-a dezvoltat foarte tîrziu în comparație cu imensul interval de timp, reprezentînd precambrianul. În precambrian, unitățile structurale aveau, probabil, cu totul altă configurație și alte limite. Cele mai vechi structuri apar în scuturi, unde regiunile de cutare arhaice sînt parțial regenerate de cutările sfecofenidice și kareliene. Ipoteza unei enorme Platforme Proterozoice vechi, care cuprindea teritoriul Europei, Asiei și Africii este grandioasă și, desigur, nu lipsită de argumente. De altfel, trebuie să remarcăm că pe harta tectonică a Europei s-a separat, în mod semnificativ, ultimul megacron („Neogäikum" după H. S t i l l e) de megacronurile mai vechi. Este deci foarte logic să fim preocupați de punerea în evidență a rămășițelor acestei Platforme Proterozoice vechi, în munca de clarificare a evoluției geologice a fundamentului zonei alpine. În vederea elucidării acestei probleme este necesar să ne orientăm eforturile, în primul rînd, spre descifrarea istoriei geologice a nucleelor cristaline, în limitele cărora există posibilitatea persistenței unor rămășițe ale acestei platforme. Datele referitoare la formațiunile cristalofiliene, care constituie unele nuclee vechi ale zonei alpine, ne-au frapat din primul moment, cu atît mai mult, cu cît formațiuni cristaline, identice din punct de vedere stratigrafic, litologic și metamorfic, considerate pînă nu de mult paleozoice de numeroși autori, ocupă în fundamentul carpatic o poziție inferioară formațiunilor proterozoicului superior. Ne referim la masivele cristaline din zona axială a Pirineilor, constituite din complexe preponderent gnaisice, peste care se suprapun adeseori pachete importante de micașisturi, care suportă la rîndul lor depozitele slab metamorfozate ale paleozoicului. Este semnificativ faptul că, nu rareori, diferiți autori au remarcat că trecerea între formațiunile paleozoice fosilifere și pachetele de șisturi cristaline care le suportă prezintă un caracter brusc din punctul de vedere al metamorfismului, manifestîndu-se astfel tendința de a se transpune procese care au loc la scara miilor de metri, la situații observate la scara zecilor și sutelor de metri. În Alpii occidentali se menționează complexe metamorfozate, constituite din micașisturi, gnaise oculare, gnaise leucocrate fine și roci rubanate, în care amfibolitele alternează cu gnaisele aplitice. Aceste complexe sînt considerate că rezultă prin migmatizarea hercinică a depozitelor paleozoicului superior. Este interesant de relevat faptul că și în acest caz se remarcă cutarea intensă a pachetelor de gnaise și diferența bruscă de cristalinitate a complexelor migmatizate în raport cu formațiunile paleozoice slab afectate de metamorfism. Recent, în Carpații Meridionali centrali au fost puse în evidență în baza structurilor imbricate pachete de gnaise, frecvent oculare, sub forma unor pene din fundamentul vechi, prinse între formațiunile epimetamorfice transgresive mai noi. Astfel, explicațiile anterioare ale magmatismului sinorogen sau ale avansării frontului migmatic, ne-

corespunzînd vădit cu realităţile observate pe teren, au fost înlocuite cu o ipoteză mai logică şi probabil mai apropiată de adevăr, care abordează într-un mod cu totul nou problema existenţei pachetelor de gnaise biotitice şi oculare în plină arie de dezvoltare a formaţiunilor slab metamorfozate. Aceste fapte, ne determină să întrevedem posibilitatea unei alte interpretări a genezei formaţiunilor gnaisice, care apar în cadrul zonei alpine, ele reprezentînd rămăşiţe dintr-un sistem cutat mai vechi, eventual karelian. Asemănarea lor frapantă cu formaţiunile gnaisice carpatice sugerează ipoteza unei dorsale gnaisice, începînd din Rodopi şi Carpaţi pînă în Pirinei, reprezentînd o zonă tectonică cu semnificaţie deosebită în istoria prebaicaliană a fundamentului zonei alpine.

În încheiere vrem să subliniem că nu dorim să lăsăm impresia lansării unor idei nefondate pe o cunoaştere aprofundată a realităţilor geologice din regiuni foarte îndepărtate de obiectul cercetărilor noastre; dorim doar să arătăm că în munca de descifrare a istoriei geologice a masivelor prealpine există posibilitatea unor interpretări noi, pe care cercetările viitoare le vor confirma sau infirma.

CONCLUZII

Cercetările recente efectuate în zonele cristalofiliene din România au adus contribuţii importante la o mai veridică şi mai bună cunoaştere a istoriei lor geologice. Imaginile simpliste paleogeografice şi paleotectonice au fost înlocuite cu scheme evolutive mai complete, care pun în evidenţă diversitatea şi complexitatea proceselor care au avut loc într-un interval de timp foarte mare. În mod firesc au apărut ipoteze inedite, care încearcă să dea explicaţii satisfăcătoare unor realităţi geologice specifice, care au fost mult timp obiect de discuţii foarte controversate, datorită neconcordanţelor inerente abordării studiului lor din puncte de vedere unilaterale. Eforturile care s-au depus în vederea clarificării stratigrafiei şi tectonicii zonelor cristalofiliene au determinat conturarea unor căi noi în munca de descifrare a evoluţiei geologice a acestor zone. Noile căi de abordare a studiului terenurilor cristalofiliene au pus în evidenţă o succesiune nelămurită de procese, foarte dificil de decelat datorită suprapunerii efectelor lor. Interpretările inedite rezultate în urma utilizării în Carpaţii româneşti de noi metode de investigaţii pun probleme similare pentru situaţiile geologice foarte asemănătoare din alte masive cristaline. Cercetările geologice viitoare, orientate într-un mod judicios în direcţiile arătate mai sus, vor completa cu date noi istoria geologică atît de complexă a nucleelor vechi din zona alpină.

BIBLIOGRAFIE

1. Bogdanoff A. A., Mouratov M. V. et Khain V. E., *Eléments structuraux de la croûte terrestre*, Rev. Géogr. pyhs. et Géol. dyn,. 1963, V (1962), *4*.

2. Bogdanoff A. A., Gamkrelidze P. D., Mouratov M. V. et Khain V. E., *Sur la représentation des particularités de tectonique et d'évolution de la région plissée alpine dans le cadre de la deuxième variante de la Carte Tectonique de l'Europe*, Colloque de Tbilissi, 1965.

3. Codarcea-Dessila Marcela, *Considerațiuni asupra stratigrafiei genezei și structurii formațiunilor cristalofiliene din Carpații Meridionali centrali (regiunea Rășinari — Cisnădioara — Sadu)*, An. Com. geol., 1964, **XXXIV**, partea I.
4. Codarcea-Dessila Marcela, Bercia I., Kräutner H. și Mureșan M., *Cercetări structurale și stratigrafice în Cristalinul Bistriței (regiunea Bărnărel — Holdița)*, Dări de seamă Com. geol., 1963, **L**, *2*.
5. Codarcea-Dessila Marcela, *Studiul geologic și petrografic al regiunii Rășinari — Cisnădioara — Sadu*, Mem. Com. geol., 1965, **VI**.
6. — *Citeva probleme privind stratigrafia precambrianului din Carpații românești*, St. și cerc. geol. geofiz. geogr., Seria geologie, 1965, **10**, *2*.
7. Destombes J. P. et Raguin E., *Sept coupes à travers le massif de gneiss de l'Aston*, Bull. Soc. géol. de France, seria a 7-a, 1960, **II**.
8. Ellenberger F., *Etude géologique du pays de Vanoise*, Mém. carte géol. de la France, Paris, 1958.
9. Glangeaud L., *Classification géodynamique des chaines de montagnes*, Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn., 1959, **II**, *4*.
10. — *Introduction aux études sur „Plutons et volcans". Les deux magmas des plutons et des volcans. Leurs rapports avec le métamorphisme*, Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn., 1960, **III**, *II*.
11. Guitard G., *Aperçus et réflexions sur les schistes cristallins et les granites de la zone axiale pyrénéenne entre l'Ariège et la Méditerranée*, Bull. Soc. géol. de France, seria a 6-a, 1958, **VIII**.
12. — *Gneiss acides d'origine rhyolitique dans le massif du Canigou (Pyrénées Orientales)*, Bull. Soc. géol. de France, serie a 2-a, 1958, **VIII**.
13. Jung J. et Roques M., *Introduction à l'étude zonéographique des formations cristallophylliennes*, Bull. Cart. géol. de la France, 1952, **L**, *235*.
14. Naumova S. N., Codarcea-Dessila Marcela și Iliescu Violeta, *Resturi de plante din complexele din Carpații Meridionali centrali*, St. și cerc. geol. geofiz. geogr., Seria geologie, 1964, **9**, *1*.
15. Schatsky N. et Bogdanoff A. A., *Tectonique de l'Europe. Introduction*, Cong. géol. intern., Moscova, 1964.
16. Сидоренко А. В. и Лунева О. И., *К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ*, Изд. Акад. наук СССР, Москва, 1961.

Institutul geologic al
Comitetului de Stat al Geologiei.

Primită în redacție la 9 mai 1966.

HARTA METALOGENETICĂ A ROMÂNIEI
Scara 1 : 2 500 000 *

DE

V. IANOVICI,
MEMBRU CORESPONDENT AL ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA
D. RĂDULESCU, R. DIMITRESCU, H. KRÄUTNER şi O. MIRĂUŢĂ

55(05)

Generalizînd datele existente asupra zăcămintelor de minereuri din România, autorii separă 12 provincii metalogenetice în cadrul hărţii la scara 1 : 2 500 000; ele oglindesc legăturile genetice cele mai generale dintre zăcăminte. Harta are un fond geotectonic simplificat; reprezentarea acestuia, ca şi a zăcămintelor, s-a făcut ţinîndu-se seama în bună măsură de legenda elaborată pentru harta metalogenetică a Europei.

Harta metalogenetică rezumă, într-o vedere de ansamblu, cunoştinţele existente la un moment dat asupra concentraţiilor de substanţe minerale utile de pe un anumit teritoriu; fiind rezultatul unei cunoaşteri complexe a acestora, ea exprimă însă, în primul rînd, relaţiile lor genetice şi abia în al doilea rînd, în funcţie de posibilităţile pe care le oferă scara utilizată şi unele informaţii privind alcătuirea mineralogică, detalii ale tipurilor de procese genetice etc.

Problemele genetice pe care le ridică zăcămintele de substanţe minerale utile din România sînt astăzi destul de bine cunoscute pentru a putea fi făcută tentativa de sistematizare a acestora şi reprezentare cartografică la o scară mică. Unele tentative de discutare la un nivel general au fost făcute încă cu mult înainte (2), (3), (5), (6), (8), iar în ultima vreme au fost realizate şi reprezentări cartografice pentru unele substanţe (4).

---

* Lucrare publicată şi în „Revue roumaine de Géologie, de Géophysique et de Géographie" — Série de Géologie", 1966, **11**, 2, p. 149 (în limba franceză).

Harta metalogenetică la scara 1 : 2 500 000 este rezultatul prelucrării unui material foarte bogat și variat. În alcătuirea fondului geologic și reprezentarea zăcămintelor a fost urmărită, în general, legenda elaborată de Subcomisia hărții metalogenetice pentru harta metalogenetică a Europei, în vederea creării posibilității de încadrare a teritoriului Republicii Socialiste România în această hartă internațională. Rezolvarea problemelor metalogenetice propriu-zise a fost făcută într-un spirit propriu, deosebit de acela în care se lucrează pentru harta Europei.

Problema conținutului hărților metalogenetice sau a denumirii hărților care arată legăturile genetice ale concentrațiilor de substanțe minerale utile a fost examinată în numeroase ocazii, fără a se ajunge la un punct de vedere unanim acceptat. În harta de față au fost considerate, pe lîngă minereurile metalifere, o serie de cîteva alte substanțe care să întregească tabloul principalelor substanțe minerale utile ale subsolului țării.

Problema fundamentală de principiu a hărților metalogenetice este aceea a unităților care trebuie separate cartografic. Diverși autori recomandă criterii pentru definire și denumiri foarte variate. Cîmpul, nodul, districtul, aria, provincia, zona, centura etc., în accepțiuni variate pentru fiecare noțiune, sînt, uneori în totalitate, alteori în parte, utilizate în diverse lucrări, modul lor de ierarhizare fiind de asemenea foarte neunitar.

În cele ce urmează s-au avut în vedere două idei care par esențiale :

a) elementul genetic, trebuie să fie hotărîtor în conturarea unităților metalogenetice, dar el nu poate fi aplicat în mod complet decît la anumite nivele de detaliere sau de generalizare ;

b) unitatea metalogenetică fundamentală trebuie să ocupe o poziție intermediară în ierarhizarea unităților metalogenetice, pentru a fi posibilă conturarea ei nu numai în situațiile foarte favorabile, ci și atunci cînd nu este posibilă o detaliere sau o generalizare prea avansată.

În petrologie, atît în domeniul magmatic, cît și în cel sedimentar, provincia este o noțiune foarte bine conturată astăzi, noțiune pentru care comunitatea de origine a materialului este elementul determinant ; desfășurarea proceselor într-o aceeași perioadă de timp, în același spațiu și în aceleași condiții tectostructurale sînt elemente care se adaugă de obicei unității de origine a materialului, dar care nu pot defini singure provincia petrologică.

În metalogeneză situația este cu totul similară. Comunitatea de origine, deci genetică, a unor concentrații de substanțe minerale utile trebuie să fie folosită în cea mai mare măsură cu putință la conturarea unităților metalogenetice.

Echivalentul în metalogeneză al unei provincii petrologice reprezintă o provincie metalogenetică. Ea trebuie să fie unitatea metalogenetică fundamentală, care să constituie generalizarea la cel mai înalt nivel din punct de vedere genetic (origine a materialului) ; deoarece din alte puncte de vedere, care trebuie utilizate în realizarea hărților metalogenetice — condiții tectostructurale, perioadă de formare etc. —, sînt posibile și necesare generalizări și mai largi, provincia metalogenetică ocupă o poziție intermediară în ierarhia unităților metalogenetice.

Nu totdeauna în conturarea unităţilor inferioare sau superioare provinciei poate fi utilizat în aceeaşi măsură criteriul genetic. Uneori, dispersarea teritorială a zăcămintelor făcînd imposibilă cuprinderea lor în cadrul unui contur unic, creează necesitatea separării unor subunităţi geografice. Este greu de utilizat o aceeaşi schemă de clasificare în toate cazurile, dat fiind faptul că trebuie luate în considerare foarte multe elemente variabile.

★

Harta metalogenetică a Republicii Socialiste România a fost realizată prin suprapunerea elementelor referitoare la acumulările de substanţe minerale utile şi la geneza acestora peste un fond geologic care cuprinde o imagine geotectonică a teritoriului ţării, simplificată în funcţie de scara hărţii şi de necesităţile reprezentării metalogenezei.

În baza geologică au fost delimitate ca elemente fundamentale domeniile orogenice şi platformele ; au fost separate de asemenea masivele regenerate, indicîndu-se printr-o asociaţie de culori vîrsta formaţiunilor regenerate şi orogeneza care a produs regenerarea.

Pentru a reliefa cît mai bine unităţile structurale majore, care corespund unor etape de evoluţie distincte atît din punctul de vedere al istoriei geologiei, cît şi al metalogenezei, detalierile referitoare la vîrsta şi fazele de evoluţie din cadrul unităţilor au fost figurate prin culori de nuanţe apropiate. Principalele tipuri de formaţiuni sedimentare (fliş, molasă, formaţiune calcaroasă) şi magmatice (iniţiale, sinorogene, subsecvente) au fost indicate prin signatură.

Pe fondul geologic au fost indicate unele zăcăminte mai importante şi contururile unităţilor metalogenetice. În harta metalogenetică a Republicii Socialiste România, scara 1 : 2 500 000, au fost separate provincii şi districte metalogenetice ; pe lîngă aceste două unităţi, numai cu o determinare geografică şi numai pentru necesităţi de sistematizare a fost folosită şi subprovincia (fără reprezentare cartografică uneori). Pentru figurarea acestor elemente au fost utilizate culori vii şi intense.

Zăcămintele au fost marcate printr-o combinaţie de semne convenţionale, care dau indicaţii asupra morfologiei şi genezei acumulărilor de minereu. Culorile utilizate atît în reprezentarea zăcămintelor, cît şi a unităţilor metalogenetice indică elementul chimic predominant, care caracterizează zăcămîntul sau districtul metalogenetic respectiv. Provinciile au fost figurate prin culoarea elementului predominant, atunci cînd cuprindeau un singur fel de acumulări de minereu (de exemplu fier, săruri delicvescente), şi prin culoarea neagră, în cazul provinciilor mai complexe care înglobează mai multe districte cu zăcăminte de geneză şi compoziţie mineralogică variată.

Orientarea haşurilor din suprafeţele districtelor indică apartenenţa acestora la provinciile corespunzătoare.

FONDUL GEOLOGIC

Fondul geologic al hărţii metalogenetice cuprinde domenii de platformă şi domenii orogenice. În cadrul domeniilor de platformă a fost separată o platformă veche, epiprecambriană (prerifeană), şi o platformă relativ

mai tînără, epihercinică; aceste două platforme alcătuiesc împreună vorlandul carpatic.

Cea mai mare parte a teritoriului ţării intră în domeniul orogenic alpin, care cuprinde lanţul muntos carpatic, împreună cu depresiunile asociate. Fundamentul regiunii de cutare alpină, care, în linii generale, a fost regenerat în ciclul orogenic alpin, apare pe hartă ca masive vechi. În Dobrogea au fost separate domeniile orogenice assyntic, hercinic şi kimmeric.

A. DOMENII DE PLATFORMĂ

Domeniile de platformă extracarpatice formează azi regiuni de podiş sau de cîmpie, constituite dintr-o cuvertură de platformă şi un fundament cutat, în mare parte metamorfozat. Pe hartă, aceste domenii sînt reprezentate numai prin cuverturi de platformă, în timp ce zonele de apariţie a fundamentului sînt separate ca domenii orogenice. Această împărţire are mai mult o valoare cartografică decît evolutivă, deoarece formaţiunile cutate ale domeniilor orogenice se continuă sub cuvertura de platformă.

1. Platforma epiprecambriană a Europei Orientale

Platforma Europei Orientale, care se întinde pe teritoriul ţării noastre în Moldova, a fost formată înainte de proterozoicul superior (rifean). Soclul platformei, identificat în cîteva foraje, este constituit din şisturi cristaline şi granite de vîrstă precambriană veche.

Întreaga stivă a cuverturii de platformă este cvasiorizontală, înclinînd foarte slab spre vest şi sud. La suprafaţă apare numai cuvertura alpină, care este constituită din depozite cretacic superioare, tortoniene şi mai ales sarmaţiene. În foraje s-au întîlnit depozite eocene, jurasice (Depresiunea Bîrlad), triasice şi siluriene.

2. Platforma epihercinică

Această unitate tectonică majoră cuprinde, în diferitele ei sectoare (Cîmpia Română, Dobrogea de sud, promontoriul nord-dobrogean), o cuvertură de platformă şi un subasment de vîrstă şi constituţie foarte diferite, şi anume assyntic, hercinic sau chiar kimmeric. În ansamblu, consolidarea hercinică a jucat un rol hotărîtor, exceptînd însă Dobrogea de nord, unde platforma este epikimmerică.

În cea mai mare parte, această platformă este constituită la suprafaţă din depozite neogene. Ca şi pe platforma epiprecambriană se remarcă aici lipsa miocenului inferior, a oligocenului şi transgresiunea tortoniană. Depozitele mezozoice apar la zi numai în Dobrogea, în rest, fiind întîlnite numai în foraje (Cîmpia Română); tot prin foraje s-a demonstrat existenţa unor depozite paleozoice (ordovician, silurian, devonian şi carbonifer) puţin deranjate.

B. DOMENII DE OROGENEZĂ

În cadrul domeniilor de orogeneză s-au separat formaţiuni sedimentare, eo-, sin- şi tardecinematice, şi formaţiuni magmatice iniţiale, sinorogene şi subsecvente. S-a renunţat la etajele structurale, deoarece discordanţele dintre aceste etaje variază foarte mult chiar şi în cadrul aceleiaşi zone mobile ; prin reprezentarea acestor formaţiuni caracteristice se redă mai bine evoluţia geosinclinală.

1. Domeniul assyntic

Ciclul assyntic de sedimentare, de orogeneză şi de metamorfism se individualizează în Dobrogea centrală. Precambrianul superior din Dobrogea centrală este reprezentat prin formaţiuni de fliş, slab metamorfozat. Planul structural assyntic de aici nu a fost modificat, în general, prin mişcările ulterioare din timpul paleozoicului.

2. Domeniul hercinic

Paleozoicul din Dobrogea de nord cuprinde o succesiune de formaţiuni caracteristice evoluţiei complete a unui geosinclinal, şi anume : formaţiunea spilitică, de fliş şi de molasă. Depozitele flişoide devoniene au fost precedate de o formaţiune euxinică siluriană. Dezvoltarea deosebită a magmatismului sinorogen şi a metamorfismului în timpul diastrofismului caledonian şi hercinic indică un domeniu eugeosinclinal.

3. Domeniul kimmeric

Caracteristică pentru Dobrogea de nord, şi mai ales pentru partea ei estică, este regenerarea kimmerică ; ea a imprimat acestei zone trăsături deosebite, necunoscute în alte catene hercinice din Europa. Ciclul kimmeric este net individualizat faţă de cel paleozoic şi de aceea nu poate fi considerat ca un stadiu final al ciclului hercinic.

Fracturile profunde Peceneaga — Camena şi Luncaviţa — Consul sînt rezultatul diastrofismului kimmeric.

4. Domeniul alpin (carpatic)

Domeniul alpin cuprinde în ţara noastră lanţul muntos carpatic (Carpaţii Orientali, Carpaţii Meridionali şi Munţii Apuseni), precum şi depresiunile învecinate. Pe hartă au fost separate nuclee vechi, reluate în orogeneza alpină şi principalele tipuri de formaţiuni geosinclinale caracteristice, şi anume eo-, sin- şi tardecinematice.

Nucleele vechi sînt constituite mai ales din şisturi cu diferite grade de metamorfism, care aparţin precambrianului şi paleozoicului. Şisturile cristaline cuprind formaţiuni vulcanogene, terigene şi calcaroase despre care nu se ştie încă cu siguranţă dacă aparţin unui singur sau mai multor

cicluri geosinclinale. Magmatismul sinorogen legat de aceste masive vechi este pe alocuri foarte dezvoltat, așa cum este cazul în autohtonul din Carpații Meridionali.

În unele regiuni, structura internă din masivele vechi este cauzată de mișcări tectonice care au avut loc înainte de carboniferul superior. Acesta se depune peste tot discordant peste formațiunile mai vechi și prezintă un facies de molasă cu cărbuni. Molasa hercinică se continuă și în permian, care conține și roci efuzive acide, reprezentînd un magmatism subsecvent hercinic.

Ciclul de sedimentare alpin cuprinde o succesiune groasă de formațiuni eocinematice (predominant calcaroase), sincinematice (fliș) și tardecinematice (molasă). Formațiunile eocinematice s-au depus în timpul triasicului și jurasicului.

Flișul începe peste tot, o dată cu cretacicul, și se încheie, fie la sfîrșitul cretacicului (Munții Apuseni, Carpații Meridionali), fie la sfîrșitul paleogenului (Carpații Orientali). Rezultă astfel o evoluție mai timpurie a Munților Apuseni și a Carpaților Meridionali în comparație cu Carpații Orientali, fapt indicat și de decalajul dintre mișcările tectonice principale din aceste catene. Astfel, în Munții Apuseni și în Carpații Meridionali, cutările principale au avut loc la sfîrșitul cretacicului (fazele subhercinică și laramică), în timp ce în Carpații Orientali ele au avut loc în timpul miocenului.

Fosa flișului din Carpații Orientali se caracterizează printr-o zonă internă, formată din depozite cretacice, și o zonă externă, constituită din depozite paleogene. Această fosă are în întregime un caracter tipic miogeosinclinal. Dimpotrivă, fosa flișului din Munții Metaliferi are o evoluție tipic eugeosinclinală, caracterizată prin magmatite inițiale bazice (diabaze, diabaz-porfirite), care se extind pe grosimi apreciabile și preced sau se interstratifică cu primele depozite de fliș.

Molasa alpină alcătuiește umplutura depresiunilor interne (Depresiunea Panonică, Depresiunea Transilvaniei), intramontane (Petroșani, Hațeg, Beiuș, Comănești etc.) și a avanfosei. În Carpații Orientali, molasa are o vîrstă neogenă, iar în Carpații Meridionali și, parțial, în Munții Apuseni ea are o vîrstă paleogenă și neogenă. Caracteristice pentru molasa carpatică sînt zăcămintele de evaporite (sare, săruri delicvescente, gips) și cărbuni.

Magmatismul subsecvent alpin s-a manifestat pe teritoriul țării în două etape principale, dînd naștere unor provincii petrologice distincte, însoțite de o metalogeneză amplă.

Prima etapă cuprinde magmatismul cretacic superior—paleocen care a însoțit faza laramică și cea subhercinică ; el este larg răspîndit în partea de vest a Carpaților Meridionali și în Munții Apuseni. Produsele magmatice sînt reprezentate prin roci intrusive, care alcătuiesc corpuri granodioritice, dioritice, filoane, dykeuri de porfire granodioritice, andezite, lamprofire, și prin formațiuni extrusive, alcătuite din aglomerate, tufuri și curgeri de lave intersedimentate cretacicului superior din bazinele cretacice ale Munților Apuseni și Poiana Ruscăi.

A doua etapă corespunde desfășurării vulcanismului neogen, ale cărui produse apar în catena Oaș—Țibleș—Călimani—Harghita, situată pe

flancul intern al Carpaţilor Orientali şi în Munţii Apuseni. Vulcanitele neogene sînt reprezentate prin numerose varietăţi de andezite, dacite, riolite, bazalte şi produse piroclastice, atribuite mai multor faze de erupţie.

ELEMENTELE METALOGENETICE

Harta metalogenetică a României, scara 1 : 2 500 000, cuprinde 12 provincii ; în afară de unele consideraţii cu caracter special care vor fi făcute în continuare la unele dintre ele, trebuie să facem observaţia generală că numărul de 12 constituie o rezolvare a problemei în condiţiile acestei scări a hărţii. Pentru scări mai mici este evident că va fi necesară o grupare mai strînsă, al cărei rezultat va fi însă sensibil diferit de ceea ce s-a înţeles aici prin provincie metalogenetică ; hărţile cu scări mai mari, dimpotrivă, vor permite unele separări a căror necesitate a apărut încă de acum. Este probabil ca harta metalogenetică 1 : 1 000 000 să permită conturarea normală a provinciilor metalogenetice de pe teritoriul ţării în sensul consideraţiilor făcute în partea introductivă ; la scări şi mai mari, aceste unităţi ar fi menţinute, dar amplu dezvoltate.

Provinciile metalogenetice au fost sistematizate în ordinea epocilor corespunzătoare de formare. În scopul unei prezentări din care să reiasă mai clar succesiunea proceselor de naturi comparabile, a fost introdusă de la început subdivizarea după caracterul lor endogen sau exogen. În majoritatea provinciilor au fost conturate districte, după conţinutul mineralogic-metalifer al zăcămintelor şi după tipurile genetice, iar acolo unde distribuţia geografică a zăcămintelor a făcut necesar au fost separate şi subprovincii.

A. PROVINCII ENDOGENE

I. *Provincia concentraţiilor din formaţiunile metamorfice* reuneşte cele mai vechi zăcăminte ale ţării, legate de masivele cristaline care formează fundamentul ei : masivul Carpaţilor Orientali, al Carpaţilor Meridionali, al Munţilor Apuseni şi al Dobrogii.

Reunirea tuturor zăcămintelor asociate şisturilor cristaline într-o singură provincie este, fără îndoială, convenţională din unele puncte de vedere. În momentul de faţă există suficiente elemente care indică existenţa în cadrul şisturilor cristaline a cel puţin două serii de vîrste diferite. Faptul că aceste idei nu au căpătat încă o imagine cartografică şi scara foarte mică a hărţii ne-au determinat însă să nu facem, deocamdată, o separare a provinciilor metalogenetice în acest sens. Tot scara foarte mică ne-a determinat să facem abia la nivelul subprovinciei o separare genetică majoră — zăcăminte metamorfozate şi zăcăminte metamorfice — sau chiar să reţinem la nivelul districtului o grupare de valoare genetică evident comparabilă cu cele anterioare, aceea a diferenţiatelor pegmatitice din şisturile cristaline.

În cadrul subprovinciei zăcămintelor metamorfozate au fost conturate districte ferifere, manganifere şi de sulfuri complexe.

Districtele ferifere, în număr de trei, se găsesc în Carpaţii Orientali, în Poiana Ruscăi şi în Dobrogea sudică. Ele cuprind concentraţii de mai mică importanţă în Carpaţii Orientali, zăcămintele de la Ghelar, Vadul-Dobrii şi Ruschiţa, din Munţii Poiana Ruscăi, şi zăcămîntul de la Palazu-Mare, în Dobrogea, toate de geneză sedimentar-vulcanogenă, ulterior metamorfozate. Conturul celui de-al doilea district înglobează întregul masiv cristalin al Poienii Ruscăi, avînd în vedere şi ivirile de minereu de mai mică importanţă din zona nordică a acesteia (Arănieş, Bătrîna, Dîmbul-Pascului etc.) şi cele din zona sudică (Valea-Fierului, Stîrminosul). Conturul celui de-al treilea district, acoperit de depozite mai tinere, se mărgineşte la suprafaţa ocupată de anomalia magnetică. Formaţiunea tufogenă bazică de care sînt legate zăcămintele citate aparţine unui magmatism iniţial cu caracter geosinclinal.

Districte manganifere au fost separate în Carpaţii Orientali şi în Carpaţii Meridionali. Geneza minereurilor este considerată tot sedimentar-vulcanogenă. Cuarţitele negre, cărora minereurile le sînt foarte frecvent asociate, reprezintă formaţiuni silicioase îndepărtate fenomenelor magmatice. Identificarea produselor magmatice de care ar fi legată metalogeneza manganului este controversată; adesea este invocată o conexiune cu amfibolite de origine eruptivă. Districtul Carpaţilor Orientali ocupă o suprafaţă alungită care se urmăreşte de la Şarul-Dornei prin Iacobeni, Ciocăneşti, pînă la Cîrlibaba ; el se leagă spre nord, în afara teritoriului ţării noastre, cu zăcămîntul cunoscut în Munţii Czywczyn (U.R.S.S.). În Carpaţii Meridionali se pot contura două districte cuprinzînd zăcămintele cristalinului getic din Munţii Sebeşului şi Semenicului (Delineşti), ca şi zona intermediară lor de la Hobiţa (Munţii Retezatului), cu acumulări fără importanţă economică. Ca zăcăminte izolate, aparţinînd însă aceluiaşi grup genetic, mai sînt de citat cele de la Răzoare (Munţii Preluca), Sălciua (Munţii Gilăului) şi Globu-Rău (Munţii Cernei).

Un district bine individualizat al acestei subprovincii este cel al zăcămintelor cuprifere sau polimetalice (Cu, Pb, Zn) sedimentar-vulcanogene din Carpaţii Orientali. Pe un aliniament paralel cu cel al zăcămintelor manganifere, dar situat la est de acesta, la un nivel stratigrafic superior, se înşiruie zăcămintele de sulfuri de la Burloaia, Fundul-Moldovei, Leşul Ursului şi Bălan. Legătura genetică cu porfiroidele, reprezentînd un magmatism iniţial acid, pare a fi astăzi bine stabilită.

Zăcăminte hidrotermale metamorfozate, legate de acest magmatism, se cunosc în Poiana Ruscăi (Muncelul Mic). Acumulări cuprifere şi de pirită metamorfozate, a căror geneză continuă încă să suporte discuţii asupra unor aspecte insuficient clarificate apar în Dobrogea centrală (Altîntepe).

În subprovincia zăcămintelor metamorfice au fost grupate acumulările de substanţe minerale utile, generate prin metamorfismul regional pe seama unor roci iniţiale, fără importanţă economică. Din punct de vedere genetic, aceste produse pot fi grupate în roci metamorfozate şi în diferenţiate metamorfice. Deşi posibilă, în principiu, separarea districtelor corespunzătoare nu a fost făcută pe hartă din cauza scării prea reduse care nu permite, în regiunile respective, o diferenţiere clară faţă de contururile altor districte metalifere evident mai importante.

Tipul genetic al rocilor metamorfozate cuprinde zăcămintele şi ivirile de grafit din Munţii Parîngului, care pe versantul sudic al acestora formează un district ce înglobează fîşia de şisturi cristaline, cuprinsă între cele două zone ale rocilor granitoide.

În cadrul diferenţiatelor metamorfice se pot distinge acumulări pegmatitice de feldspat şi muscovit în Munţii Semenicului, Poiana Ruscăi de sud, Sebeş, Gilău, Preluca.

★

Geneza concentraţiilor aurifere în lentile de cuarţ din zona gnaiselor de Cozia şi de la Valea-lui-Stan este prea puţin precizată pentru a le putea alătura vreunuia din districtele separate.

II. *Provincia concentraţiilor asociate magmatismului ultrabazic paleozoic* este conturată în Munţii Almajului cuprinzînd zăcămintele lichid-magmatice de crom şi cele de crisotil legate de serpentinite. Această provincie se dezvoltă larg spre sud, în R.S.F. Iugoslavia.

III. *Provincia concentraţiilor asociate magmatismului iniţial kimmeric din Dobrogea de nord* cuprinde mineralizaţiile legate de diabazele şi porfirele cuarţifere triasice. Cea mai mare parte a lor se grupează într-un district ferifer (zona Iulia — Valea-Teilor); o poziţie aparte o ocupă zăcămîntul de baritină de la Somova, care cuprinde şi o mineralizaţie subordonată de sulfuri polimetalice.

IV. *Provincia concentraţiilor asociate magmatismului iniţial alpin* se dezvoltă în legătură cu cele două aliniamente de ofiolite mezozoice care apar pe teritoriul ţării noastre; cel al Munţilor Mureşului (Podişul Lipovei — Munţii Drocei — Metaliferi — Trascău) şi cel al Carpaţilor Meridionali (Munţii Cernei—Mehedinţi—Vîlcan—Parîng). Primul joacă un rol metalogenetic mai important, de el fiind legate un district ferifer (al concentraţiilor lichid-magmatice de fier din corpurile de gabbrouri cu structuri pseudostratificate de la Ciungani, Almaş — Sălişte etc.) şi acumulările manganifere sedimentar-vulcanogene la Troaş — Pîrneşti. Mineralizaţii piritoase sau cuprifere, de importanţă subordonată, sînt legate de ambele aliniamente.

★

Cu caractere endogene evidente, dar fără legătură directă cu corpuri de roci magmatice, apar în Carpaţii Orientali zăcăminte de baritină la Ostra şi de fier la Delniţa. Mineralizaţii subordonate de sulfuri apar la Gemenea şi la Ostra. O asociere cu filoane lamprofirice mezozoice a fost constatată pentru mineralizaţiile polimetalice din Munţii Perşani (Poiana Mărului) şi din Munţii Tulgheşului. Aliniamentul corespunzător de ofiolite ar trece prin cuvetele Hăghimaş şi Rarău, legîndu-se prin zona Breaza cu masa de roci bazice din muntele Mihailec, fără relaţii clare însă cu metalogeneza.

Magmatismul subsecvent orogenezei alpine s-a manifestat în teritoriul carpatic în două etape; deosebirii de vîrstă i se adaugă importante deosebiri în modul de manifestare şi în caracterele petrografice şi chimice ale produselor. Celor două etape le corespund provincii petrologice şi metalogenetice distincte.

V. *Provincia concentraţiilor asociate magmatismului banatitic* este dezvoltată în regiunea sistemului de fracturi laramice orientate N—S şi NE—SV, care sînt dispuse în releu în Munţii Apuseni şi în Banat şi se continuă spre sud în R.S.F. Iugoslavia.

Districtul ferifer, cuprinzînd zăcămîntul pirometasomatic de la Ocna-de-Fier, se întinde de-a lungul fracturii vestice a zonei Reşiţa—Moldova-Nouă, prelungindu-se apoi spre partea sud-vestică a Munţilor Poiana Ruscăi; un al doilea perimetru analog cuprinde zona Băişoara din estul Munţilor Gilăului.

Districtul zăcămintelor pirometasomatice-hipotermale polimetalice şi cuprifere se suprapune în Banat peste cel ferifer (Moldova-Nouă, Sasca, Oraviţa, Dognecea, Ruschiţa). Magmatismului banatitic îi apar asociate şi zăcăminte hipotermale de molibden, situate în partea vestică a Munţilor Apuseni (Săvîrşin—Băiţa-Bihorului).

VI. *Provincia concentraţiilor asociate vulcanismului neogen* este dezvoltată în regiunea celor două aliniamente principale de vulcanite: lanţul eruptiv intern Oaş — Gutîi — Ţibleş — Călimani — Harghita şi zona sudică a Munţilor Apuseni.

În cadrul acestei provincii au fost conturate două districte aurifere. Primul, şi cel mai important, cuprinde totalitatea Munţilor Metaliferi, cu zăcămintele hidrotermale (filoane şi volburi) de la Săcărîmb, Brad, Zlatna, Stănija, Bucium, Roşia-Montană, Baia-de-Arieş ş.a. Al doilea district aurifer ocupă un sector central al zonei miniere Baia-Mare, cu zăcămintele hidrotermale de la Nistru, Băiţa, Săsar, Valea-Roşie şi Dealul Crucii.

Districtul zăcămintelor hidrotermale polimetalice se situează în partea nordică a lanţului vulcanic intern al Carpaţilor Orientali şi cuprinde zăcămintele cuprifere şi plumbo-zincifere de la Tarna-Mare, Ilba, Nistru, Băiţa, Herja, Baia-Sprie, Capnic, Băiuţ, Ţibleş, Toroiaga şi Rodna-Veche. În Munţii Metaliferi rămîn izolate zăcămintele polimetalice sau cuprifere de la Baia-de-Arieş, Băiţa-Crăciuneşti, Bucium — Izbita şi Deva, înglobate în districtul aurifer conturat în această zonă.

În cuprinsul provinciei vulcanismului neogen apar şi mineralizaţii teletermale de mercur, atît în Munţii Metaliferi (Izvorul-Ampoiului), cît şi în Munţii Harghita (Sîntimbru).

Districtul ferifer al provinciei vulcanismului neogen este bine conturat în Munţii Călimani, Gurghiu şi Harghita, înglobînd zonele de pe flancurile acestora cu zăcămintele de la Lueta şi Mădăraş, precum şi sectorul Negoiul Românesc. În acest din urmă punct (Gura—Haitei) este localizat şi un zăcămînt de sulf.

Geneza unora dintre aceste acumulări este încă insuficient cunoscută nefiind exclusă posibilitatea participării proceselor exogene; gruparea zăcămintelor este însă justificată prin comunitatea de sursă a materialului. La Băile-Harghita este exploatat un zăcămînt de caolin.

B. PROVINCII EXOGENE

VII. *Provincia concentraţiilor reziduale de pe formaţiunile calcaroase mezozoice din Munţii Apuseni* este alcătuită din trei districte bine individualizate. Un prim district în care fenomenele de carstificare, însoţite de de-

punerea unor bauxite, au avut loc în timpul cretacicului, cuprinde Munţii Pădurea Craiului, cu zăcămintele de bauxit de la Remeţi, Bratca, Dobreşti, Zece-Hotare, Roşia-Albioara ş.a.; un al doilea district include concentraţii asemănătoare în Munţii Bihorului; iviri izolate analoge se cunosc în Munţii Sebeşului (Pui—Ohaba-Ponor). Un al treilea district este cel feromanganifer, cuprinzînd zăcămintele din Munţii Moma (platoul triasic Vaşcău—Moneasa), în care carstificarea însoţită de depunere a argilelor ferifere şi de formare a concreţiunilor de minereu a continuat pînă în momente mai recente.

VIII. *Provincia concentraţiilor sferosideritice din flişul alpin* cuprinde acumulările de sferosiderite din nivelul inferior al seriei de Audia, aparţinînd unităţii tectonice a şisturilor negre (pînza de Cernahora), pe toată lungimea acesteia în Carpaţii Orientali.

IX. *Provincia concentraţiilor epicontinentale cretacice din Dobrogea* cuprinde două districte metalogenetice, dintre care unul înglobează acumulările de glauconit din nisipurile albiene din Dobrogea de sud şi al doilea pe cele fosforitice din aceeaşi zonă.

X. *Provincia concentraţiilor epicontinentale eocene din Bazinul Transilvaniei* este conturată în sectorul nord-vestic al acestuia, la limita cu masivul cristalin al Gilăului, şi înglobează depozitele de această vîrstă în facies ferifer în jurul zăcămintelor de la Căpuş şi Săvădisla.

XI. *Provincia concentraţiilor evaporitice neogene* cuprinde zona subcarpatică cu zăcămintele de sare gemă de la Cacica, Tîrgu-Ocna, Slănic Ocnele-Mari, zona Bazinului Transilvaniei cu zăcămintele de la Ocna-Dejului, Ocna-Mureşului, Ocna-Sibiului, Praid şi zona bazinului Maramureşului cu zăcămîntul Ocna-Şugatag. Un district cu săruri de potasiu se poate contura în regiunea Tazlău — Tîrgu-Ocna.

XII. *Provincia concentraţiilor aluvionare* cuprinde acumulări neogene şi cuaternare. Dintre cele neogene trebuie menţionate nisipurile panoniene cu magnetit de la Buzad şi cele tortoniene de la Techereu. Aluviuni cuaternare aurifere se cunosc la Rîureni, iar concentraţii de minerale zirconifere şi titanifere la Merişani şi în unele regiuni de pe litoralul Mării Negre.

★

Chiar într-o realizare aşa de generalizată ca cea de faţă, harta metalogenetică a ţării noastre conduce la unele concluzii deosebit de interesante; dintre acestea, trei ni se par demne de menţionat:

a) Metalogeneza şisturilor cristaline se dovedeşte extrem de variată şi de complexă şi foarte multe dintre aspectele sale au caracter economic. Această observaţie nu poate să nu fie corelată şi să nu fie invocată în sprijinul acelor ipoteze care susţin complexitatea extremă a istoriei geologice a şisturilor cristaline din Carpaţi.

b) Metalogeneza endogenă este de primă însemnătate pentru teritoriul ţării noastre. Ea s-a manifestat în mai multe momente, în legătură mai ales cu numeroasele faze de orogeneză care au afectat teritoriul carpatic.

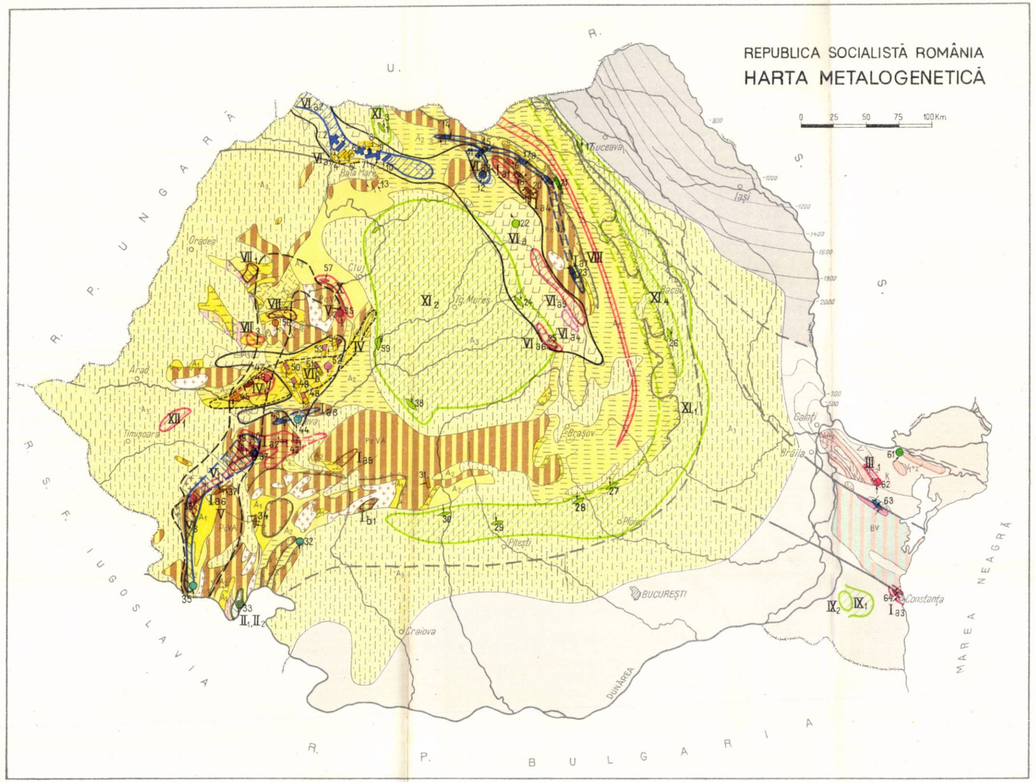
c) Cîteva elemente metalice se menţin în procesele metalogenetice desfăşurate pe acest teritoriu în întreaga sa istorie geologică, formînd uneori concentraţii exploatabile, alteori sub limita actuală de exploatabilitate ; acesta este îndeosebi cazul fierului şi cuprului.

BIBLIOGRAFIE

1. Brana V., *Zăcămintele metalifere ale subsolului românesc*, Edit. ştiinţifică, Bucureşti, 1958.
2. Dimitrescu R., *Provincii şi epoci metalogenetice în R.P.R.*, Rev. minelor, 1961, **XII**, *6*, 258—262.
3. Ghiţulescu P. T. şi Gavăt I., *Privire generală asupra situaţiei zăcămintelor de fier, crom, mangan şi pirită din România*, Inst. geol. Rom., St. tehn. şi econ., 1931, **XV**, *1*.
4. Ianovici V., Rădulescu D., Bercia I., Constantinof D., Dimitrescu R., Kräutner H., Mirăuţă O. şi Papiu V. C., *Harta metalogenetică pentru fier a teritoriului României*, St. şi cerc. geol. geofiz. geogr., Seria geologie, 1966, **11**, *1*.
5. Petrascheck W. E., *Gebirgsbildung, Vulkanismus und Metallogenese in den Balkaniden und Südkarpathen*, Fortschr. Geol. Pal., 1942, **14**, *47*.
6. — *Magmatismus und Metallogenese in Süd-Osteuropa*, Geol., Rundschau, 1953, **42**.
7. Petrulian N., *Zăcăminte de minerale. Manualul inginerului de mine*, Edit. tehnică, Bucureşti, 1951, **I**, secţia a VII-a.
8. Stanciu V., *Provinciile minerale ale României*, Rev. Muz. geol. miner. Univ. Cluj, 1930, **III**, *2*, 190.

Institutul de geologie şi geografie
al Academiei Republicii Socialiste România
şi
Institutul geologic al Comitetului
de Stat al Geologiei.

Primită în redacţie la 14 aprilie 1966.



I. DOMENII DE OROGENEZĂ

ALPIN

A_3 1. Formațiuni tardecinematice (molasă neogenă)

A_2 2. Formațiuni sincinematice (Fliș paleogen și cretacic)

A_1 3. Formațiuni eocinematice (în general calcaroase, de vîrstă jurasică și triasică)

Nuclee vechi

VA 4. Formațiuni tardecinematice (molasă carbonifer superioară și permiană)

V_1-V_2 5. Nuclee cristaline paleozoice și mai vechi

KIMMERIC

K 6. Ciclul orogenic kimmeric din Dobrogea de nord (jurasic-triasic)

HERCINIC

V_3 7. Formațiuni tardecinematice (molasa carboniferă)

V_1-V_2 8. Formațiuni paleozoice inferioare metamorfozate și paleozoice medii

ASSYNTIC

BV 9. Formațiuni predominant sincinematice, partial metamorfozate, înfracambriene

Pc 10. Formațiuni metamorfozate de vîrstă precambriană veche

Formațiuni sedimentare

11. Molasă

12. Fliș

13. Formațiuni calcaroase

Formațiuni magmatice

14. Roci acide subsecvente

15. Roci complexe subsecvente

16*) Intruziuni granodioritice subsecvente

17*) Roci acide sincinematice

18 Roci bazice geosinclinale (mazmatite inițiale)

19*) Complexe ultrabazice

II. DOMENII DE PLATFORMĂ

20 Platformă epihercinică

21. Platformă epipreambriană

III. ELEMENTE STRUCTURALE

22. Izobatele seciuni

23. Încălecări

24. Fracturi profunde

*) NOTĂ: Semnele de la 16, 17, și 19 au culoarea caracteristică orogenezei

LEGENDA

IV. TIPURI DE ZĂCĂMÎNT

Geneză / Morfologie	Exogen: sedimentar	Geneză în discuție	Endogen: vulcanogen sedimentar	metasomatic de contact	hidrotermal metasomatic	hidrotermal	soltatarian	hibrid-magmatic	metamorfozat	metamorfic	polimetamorfic
Filon											
Strat											
Corp neregulat											

VI. PROVINCII ȘI DISTRICTE METALOGENETICE

CONTUR DE DISTRICT METALOGENETIC (CULOAREA INDICĂ ELEMENTUL UTIL PREDOMINANT)

A. METALOGENEZA ENDOGENĂ

Provincia metalogenetică	Subprovincia metalogenetică	Districtul metalogenetic	Zăcăminte izolate
I. Provincia concentrațiilor din formațiunile metamorfice	I a. Subprovincia zăcămintelor metamorfozate	feriferi: $I a_1$. Carpații Orientali; $I a_2$. Poiana Ruscă; $I a_3$. Pădurea Mare; manganifer: $I a_4$. Carpații Orientali; $I a_5$. Munții Sebeșului; $I a_6$. Munții Semenicului; cu sulfuri: $I a_7$. Carpații Orientali; $I a_8$. Munții Poiana Ruscă	de cupru și pirită; Altîntepe
	I b. Subprovincia zăcămintelor metamorfice	cu grafit: $I b_1$. Munții Parîngului; cu microcvarț și feldspat (pegmatite): $I b_2$. Munții Lotrului; $I b_3$. Munții Sebeșului – Poiana Ruscă – Semenic; $I b_4$. Munții Apuseni	aurifer; Valea-lui-Stan
II. Provincia concentrațiilor asociate magmatismului ultrabazic paleozoic		cromifer: II_1. Banatul de sud cu cinabru: II_1. Banatul de sud	
III. Provincia concentrațiilor asociate magmatismului inițial kimmeric din Dobrogea de nord.		feriferi: III_1. Iulia – Consul	de baritină (metasomatică); Somova
IV. Provincia concentrațiilor asociate magmatismului inițial alpin		feriferi: IV_1. Chiuzbaia – Căsăoaia	de mangan (vulcanogen sedimentar); Pîrșcuți
V. Provincia concentrațiilor asociate magmatismului banatitic		feriferi: V_1. Banat; V_2. Băiușara cu sulfuri polimetalice: V_3. Banat	de molibden (hidrotermal); Săvîrșin. Baia-Bihor
VI. Provincia concentrațiilor neogene vulcanosubsecvente	VI a. Subprovincia Carpaților Orientali	auro-argentifer: $VI a_1$. Baia-Mare cu sulfuri polimetalice: $VI a_2$. Baia-Mare; $VI a_3$. Toroiaga – Rodna cu cinabru: $VI a_4$. Harghita; feriferi: $VI a_5$. Gurghiu – Harghita E; $VI a_6$. Harghita V	de sulf; Ciora Haiței
	VI b. Subprovincia Munților Apuseni	auro-argentifer: VI_{b_1}. Munții Metaliferi (partea laterală aurifer)	de cupru; Deva, de sulfuri polimetalice; Baia-de-Arieș de cinabru; Leurda-Ampoiului

B. METALOGENEZA EXOGENĂ

Provincia metalogenetică		Districtul metalogenetic	Zăcăminte izolate
VII. Provincia concentrațiilor reziduale de pe formațiunile calcaroase neozoice din Munții Apuseni		cu aluminiu: VII_1. Pădurea Craiului; VII_2. Bihor	
		fero-manganifer: VII_3. Codru – Moma	
VIII. Provincia concentrațiilor sferosideritice din flișul alpin			
IX. Provincia concentrațiilor epicontinentale cretacice din Dobrogea		cu glauconit: IX_1. Dobrogea de sud	
		cu fosfați: IX_2. Dobrogea de sud	
X. Provincia concentrațiilor epicontinentale eocene din bazinul Transilvaniei			
XI. Provincia concentrațiilor evaporitice neogene		salifere: XI_1. zona subcarpatică; XI_2. bazinul Transilvaniei; XI_3. bazinul Maramureșului	
		sări delicvescente: XI_4. zona subcarpatică din Moldova	
XII. Provincia concentrațiilor aluvionare	neogene	ferifere: XI_1. Banat (Buzad)	
	cuaternare		de Zr, Ti; Merișani

V. MINERALIZAȚII

CULOAREA INDICĂ ELEMENTUL CHIMIC SAU MINERALUL PRINCIPAL

Mo — Fe

Au — Mn

Ag, Hg — Al

Pb, Zn (± Cu) — Cr

Cu — Sare (Na); sărurile delicvescente (k); sulf nativ (Si); glauconit (Gl), fosfați (F).

Ba — Grafit

ZĂCĂMINTE REPREZENTATE PE HARTĂ

1. Oena-Șugatag . . . . . (sare)
2. Nisiru . . . . . (sulf. polimet.)
3. Ilba . . . . . (sulf. polimet.)
4. Nistru . . . . . (sulf. polimet.)
5. Slănic . . . . . (sare)
6. Dealul Crucii . . . . . (sare)
7. Herja . . . . . (sulf. polimet.)
8. Baia-Sprie . . . . . (sulf. polimet.)
9. Șutor . . . . . (sare)
10. Valea-lui-Mihai . . . . . (sulf. polimet.)
11. Băiuț . . . . . (sulf. polimet.)
12. Turt-Ocna . . . . . (sulf. polimet.)
13. Rodna . . . . . (sulf. polimet.)
14. Năsăud . . . . . (Mn – carb., silic. oxizi)
15. Năsăud . . . . . (sulf. polimet.)
16. Delnița . . . . . (Fe – carb.)
17. Cacica . . . . . (sare)
18. Iacobeni . . . . . (Mn – carb., silic., oxizi)
19. Sarul-Dornei . . . . . (Mn – carb., silic., oxizi)
20. Leșul Ursului . . . . . (sulf. polimet.)
21. Ostra – Gemenea . . . . . (baritină + sulf. polimet.)
22. Gura-Haitei . . . . . (sulf)
23. Bălan . . . . . (sulf. polimet.)
24. Sovata – Praid . . . . . (sare)
25. Lueta . . . . . (Fe – carb., limonit)
26. Tg.-Ocnă . . . . . (sare)
27. Slănic . . . . . (sare)
28. Pucioasa . . . . . (sulf)
29. Merișani . . . . . (Zr, Ti)
30. Ocnele-Mari . . . . . (sare)
31. Valea-lui-Stan . . . . . (aur)
32. Baia-de-Aramă . . . . . (Cu, pirită)
33. Plaiul-cu-Flori . . . . . (cromit)
34. Ghelari-Bănița . . . . . (Mn – carb., silic.)
35. Moldova-Nouă . . . . . (sulf. polimet.)
36. Oena-de-Fier – Dognecea . . . . . (Fe – oxizi + sulf. polimet.)
37. Delineți . . . . . (Mn – carb., silicic.)
38. Ruschița . . . . . (sulf. polimet.)
39. Ruschița-Baul . . . . . (Fe – oxizi)
40. Ruschița-Baci . . . . . (Fe – carb.)
41. Ghicar . . . . . (Fe – carb.)
42. Teliuc . . . . . (Fe – carb.)
43. Moncelul Mic . . . . . (sulf. polimet.)
44. Deva . . . . . (calcopirită)
45. Săvîrșin . . . . . (molibdenit)
46. Pîrnești . . . . . (Mn + Fe – oxizi)
47. Chiuzbaia – Căsăoaia . . . . . (titanomagnetit)
48. Săcărîmb . . . . . (aur, argint + sulf. polimet.)
49. Hărțăgani . . . . . (aur, argint)
50. Brad . . . . . (aur, argint)
51. Zlatna-Stănița . . . . . (aur, argint)
52. Leurda-Ampoiului . . . . . (cinabru)
53. Roșia . . . . . (aur, argint ± sulf. polimet.)
54. Baia-de-Arieș . . . . . (aur, argint ± sulf. polimet.)
55. Băiuțeva . . . . . (magnetit)
56. Băița-Bihor . . . . . (molibdenit)
57. Căpuș . . . . . (Fe – limonit, carb.)
58. Ocna-Sibiului . . . . . (sare)
59. Ocna-Mureșului . . . . . (sare)
60. Ocna-Dejului . . . . . (sare)
61. Somova . . . . . (baritină)
62. Iulia . . . . . (Fe – oxizi)
63. Altîntepe . . . . . (calcopirită + pirită)
64. Palazu-Mare . . . . . (Fe – oxizi)

ÎNCADRAREA FUNCȚIONALĂ A MAGMATISMULUI ALPIN DIN MUNȚII METALIFERI

DE

T. P. GHIȚULESCU și M. BORCOȘ

55(05)

Din punct de vedere magmatogen, șanțul Metaliferilor a jucat un rol inegal ; el a avut un rol determinant în prima parte, generînd un magmatism inițial simatic, manifestat în două etape — preorogenică și cataorogenică — și un rol subordonat în apariția magmatismului subsecvent cu caracter sialic, rezultat al impulsurilor diastrofice exercitate mai intens în unitățile înconjurătoare. Stadiul sincinematic al șanțului nu este lipsit de manifestații magmatice ; produsele acestuia (magmatitele subhercinice) însă, prin toate celelalte caractere, se leagă de etapele magmatismului subsecvent epiorogenic (banatitic) și tardiv (neogen).

Evoluția magmatismului în Munții Metaliferi a avut o desfășurare cu totul particulară, ca urmare atît a funcțiunilor proprii acestei unități, cît și a evoluției generale a ariei geosinclinalului carpatic. În fapt, se observă că pe unitatea Munților Metaliferi se suprapun parțial 3 manifestații petrogenetice principale (fig. 1). Prima manifestare corespunde unui magmatism simatic care are o poziție axială în lungul șanțului și reprezintă prin toate caracterele sale o funcțiune proprie acestuia. Extremitatea nordică a acestei linii dispare în zona Turda, sub molasa Bazinului Transilvaniei, în timp ce la extremitatea vestică se observă tendința de inflexiune spre SV, părînd a se lega, eventual prin vestul Banatului, cu o linie structogenetică similară din zona Șumadia.

A doua manifestare petrogenetică reprezintă produsul unui magmatism sialic, care s-a desfășurat în Munții Metaliferi pe direcții în general transversale pe structura principală. El aparține unei zone care spre S trece prin Banat peste Dunăre, dezvoltîndu-se larg în Siberia orientală și în toată Peninsula Balcanică. Acest magmatism a fost generat de fac-

St. și cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie t. 11 nr. 32 p. 67 - 379 București 1966

tori în legătură directă cu evoluția generală a geosinclinalului carpato-balcanic.

În fine, cea de-a treia manifestare caracterizează activitatea vulcanismului neogen, fenomen de mare amploare în tot arcul carpato-balcanic, orientat aici pe aliniamente de direcție preferențială NV — SE.

Caracterizarea petrografică a acestor manifestații magmatice și legătura lor cu evoluția structogenetică a șanțului Metaliferilor este sintetizată în tabelul nr. 1.

L. V. Loczy în 1918 este primul care identifică între Masivul cristalin al Munților Gilău — Bihor și Highiș, la N, și cristalinul getic, la S, o zonă de minimă rezistență pe care a denumit-o „geosinclinalul Munților Metaliferi". Mai tîrziu, în 1935, Gh. Macovei și I. Atanasiu recunosc și acceptă zona ca atare sub denumirea de „geosinclinalul Munților Mureșului", iar H. Stille (32) precizează poziția lui între celelalte unități cu caracter de internide ale arcului carpatic. În sinteze recente M. Bleahu și M. Lupu (1965)(1) caracterizează această arie ca un eugeosinclinal, denumind-o șanțul Metaliferilor, subliniind rolul ei relativ modest în orogenul carpatic.

Fundamentul regiunii este constituit din rocile masivelor cristaline din N și din S, care apare restrîns și în aria șanțului ca zone de ridicare antrenate de orogeneza alpină.

Începutul funcționării ariei geosinclinale nu poate fi precis datat din lipsă de argumente paleontologice. În 1962, I. Dumitrescu și colaboratori o atribuie substadiului kimmeric vechi, pe cînd M. Bleahu și M. Lupu (1) consideră că a început în substadiul kimmeric nou.

În lumina rezultatelor stratigrafice obținute în ultimii ani, se constată că în evoluția acestei zone labile se pot individualiza și delimita substadiile mezozoice de la kimmericul nou pînă la laramic, caracterizate printr-o tectonică de tip alpin. Substadiile terțiare, în special cele neogene, s-au manifestat aici printr-o tectonică de tip germanic, ca simple ecouri ale fazelor dezvoltate în celelalte unități din arcul carpatic.

Așa după cum s-a arătat de către M. Bleahu și M. Lupu (1964) (1), aria șanțului Metaliferilor a fost compusă dintr-o serie de fose care au funcționat pe parcurs în mod diferit, ceea ce a creat deosebiri cu privire la compoziția litologică și stratigrafică. Constatăm, de asemenea, că și funcțiunile magmatice și tectonice au fost inegal distribuite pe teritoriul șanțului.

În tectogeneza alpină a arcului carpato-balcanic, șantul Metaliferilor formează o unitate cu o tectonică simplă, în care efectele diastrofismului plicativ și ruptural, dezvoltat într-o perioadă relativ scurtă, nu au depășit formele unor cute-solzi cu deversări relativ restrînse. În particular, s-a precizat că unele ipoteze asupra existenței unei structuri în pînze (21), (22), (23) nu sînt fundate (14), (26), (32.)

Activitatea magmatică neoidă din această unitate a fost analizată și sistematizată în trăsăturile ei generale încă din 1953 de H. Stille.

Într-o recentă sinteză (15), caracterizînd activitatea magmatică din regiune am deosebit un magmatism inițial, dezvoltat în două etape (preorogenic și cataorogenic), și un magmatism subsecvent, distribuit în trei etape (precoce, epirogenic și tardiv).

TABELUL NR. 1 -

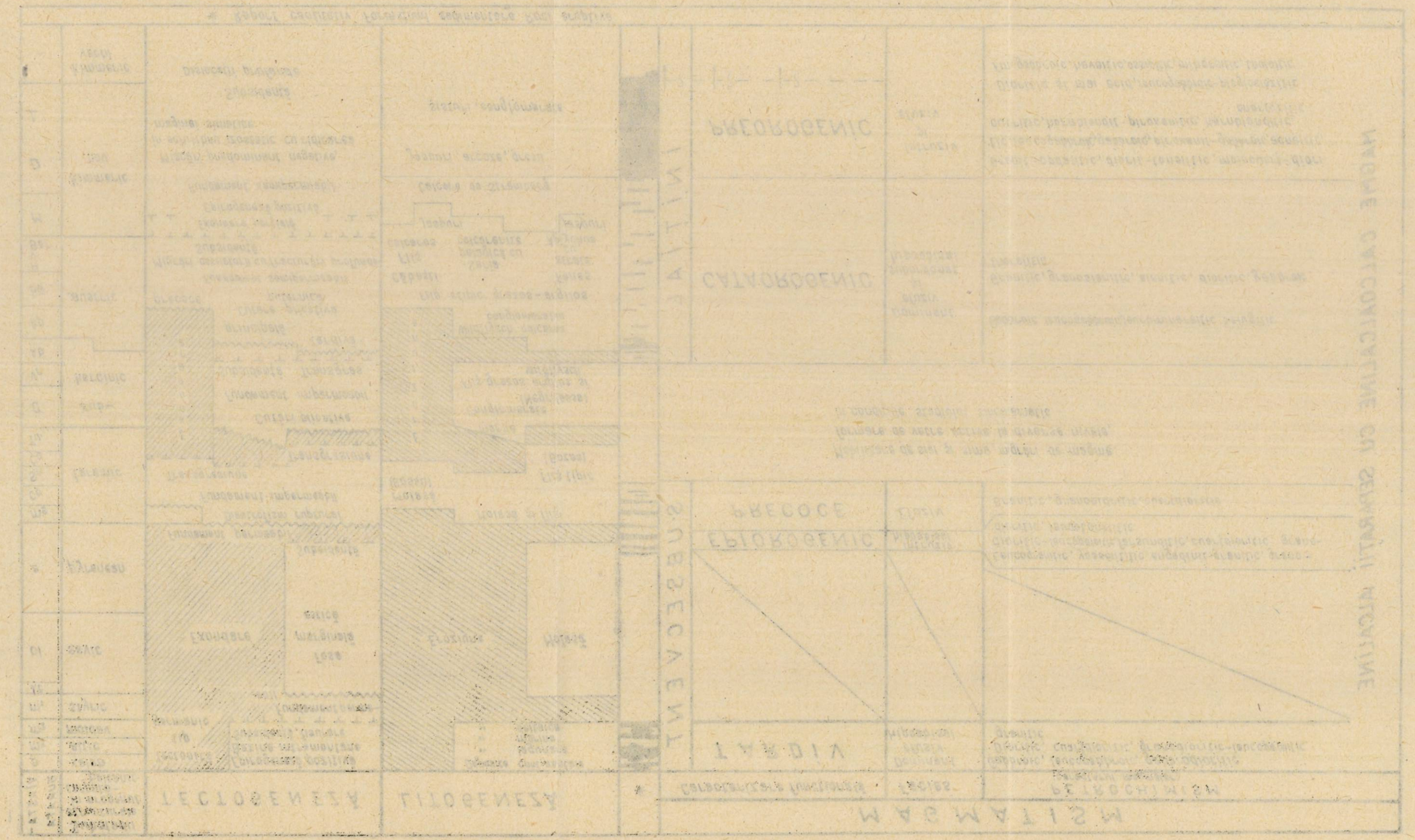
CRONOLOGIA PRINCIPALELOR FUNCȚIUNI TECTO-LITHO-MAGMATOGENETICE ÎN FAZA ALPINĂ DIN ȘANȚUL METALIFERILOR

VÎRSTA-DURATA	Substadii structurale în orogenul carpato-balcanic	TECTOGENEZĂ	LITOGENEZĂ	*	MAGMATISM: Caracterizare funcțională	MAGMATISM: Facies	MAGMATISM: PETROCHIMISM (caracterul magmelor)
p	valah	Tectonică tip germanic; Epirogeneză pozitivă; Bazine intramontane; Subsidență, fisurare	Depozite continentale; " lagunare; " marine; " deltaice		SUBSECVENT: TARDIV	Dominant efusiv hipoabisal	Gabbroic, leucogabbroic, gabbrodioritic; Dioritic, cuarțdioritic, granodioritic-leucopeleitic, granitic
m_3	attic						
m_2	moldav						
m_1	styric	Fundament permeabil					
AC							
ol	savic	Exondare; Fosa marginală estică	Eroziune; Molasă				
e	pyrenean	Subsidență; Fundament permeabil			EPIOROGENIC	Intruziv hipoabisal	Leucogranitic, yosemititic, engadinit-granitic, granodioritic-leucopeleitic, farsunditic, cuarțdioritic, granodioritic, leucotonalitic
m_s	Laramic	Diastrofism ruptural	Molasă și fliș		PRECOCE	Efuziv	Granitic, granodidritic, cuarțdioritic
C_p		Fundament impermeabil	Molasă (Gosau)				
S_n		Transgresiune	Fliș tipic (Bozeș)				
C_o		Transgresiune					
Tu							
C	sub-hercinic	Exondare; Cutări plicative; Fundament impermeabil	Eroziune; marne; Conglomerate (Negrileasa); Fliș grezos, argilos și wildflysch		Mobilizare de sial și sima, migrări de magme, formare de vetre active la diverse nivele, în condițiile stadiului sincinematic		
V_r		Subsidență; Transgres.					
Ab		tardivă					
Ap	austric	principală; Cutare plicativă puternică	Wildflysch calcaros conglomeratic				
Ba		precoce; Fundament semipermeabil	Fliș atipic grezos-argilos				
H V Ber		Mișcări oscilatorii cu fracturări profunde; Subsidență	Căbești; Fliș calcaros; Seria pelagică cu calcarenite; Feneș strate cu Aptychus				
M	Kimmeric nou	Exondare parțială; Epirogeneză pozitivă	jaspuri; jaspuri		ÎNIȚIAL: CATAOROGENIC	Dominant efuziv și subordonat hipoabisal	Gabbroic, leucogabbroic, leucomiharaitic, belugitic; Granitic, granosienitic, sienitic, dioritic, gabbroic theralitic
D		Fundament semipermiabil	Calcare de Stramberg				
L		Mișcări predominant negative, în echilibru izostatic cu ridicarea magmei simatice	jaspuri, arcoze, gresii		PREOROGENIC	Intruziv și efuziv	Granit-opdalitic, diorit-tonalitic, molacuarț-dioritic, leucogabbroic, gabbroic, piroxenit-gabbroic, acnaitic, eucritic, hornblendit-piroxenitic, hornblenditic, anortozitic
		Subsidență	șisturi, conglomerate				
–	kimmeric vechi	Dislocații profunde					Dioritic și mai acid; leucogabbroic-plagioclazitic; Fm. gabbroic, hevaitic, ossipitic, miharaitic, tholeitic

MAGME CALCOALCALINE CU SEPARAȚII ALCALINE

* Raport cantitativ. Formațiuni sedimentare. Roci eruptive.

CRONOLOGIA PRINCIPALELOR EVENIMENTE TECTO-LITHO-MAGMATOGENETICE ÎN TABELUL DE MAI JOS


ERATEMA
SISTEMUL
SERIA
ETAJUL
VÂRSTA ABSOLUTĂ
MILIONE ANI
TECTOGENEZA
LITOGENEZA
MAGMATISM
PALEOGEOGRAFIA ȘI PALEOCLIMATOLOGIA
ORGANISMELE
PROTEROZOIC
ARHEOZOIC
CATAORDOVICIAN
PALEOZOIC
MEZOZOIC
CENOZOIC
PRECOCE
TARDIV
EPIORDOVICIAN
CRETACIC
JURASIC
TRIASIC
PERMIAN
CARBONIFER
DEVONIAN
SILURIAN
ORDOVICIAN
CAMBRIAN
NEOGEN
PALEOGEN
CUATERNAR
TERȚIAR
ȘISTE CRISTALINE
ȘISTE CRISTALINE ȘI GRANITE
ȘISTE CRISTALINE ȘI GRANITE
ȘISTE CRISTALINE ȘI GRANIT

T. P. GHIȚULESCU, M. BORCOȘ

SCHIȚA MAGMATITELOR ALPINE DIN ȘANȚUL METALIFERILOR ȘI A UNITĂȚILOR GEOLOGICE ÎNVECINATE

SCARA 1:1000 000

COMPLETATĂ CU DATELE INSTITUTULUI GEOLOGIC

R. P. UNGARĂ
Oradea
Crișul Repede
Crișul Negru
Crișul Alb
Vlădeasa
Someșul Cald
Someșul Rece
Cluj
Turda
vf. Mț Mare
Arieșul
Baia de Arieș
Abrud
Highiș
Drocea
Brad
Lipova
Mureșul
Alba Iulia
Deva
Lugoj
P. Ruscai
Hațeg
Caransebeș

LEGENDA

- Depozite cuaternare
- Cuvertura terțiară; bazine intramontane
- Magmatism subsecvent tardiv (neogenide)
- Magmatism precoce și epiorogenic (banatite)
- Magmatism inițial preorogenic și cataorogenic (ofiolite)
- Formațiuni sedimentare mezozoice
- Fundament prealpin
- Fracturi și linii de încălecare

Linii petrogenetice principale: Ofiolitice — Banatitice — Neogene

Fig. 1

Considerăm necesar să revenim asupra acestei probleme, care se înscrie actualmente printre preocupările majore ale geologiei cauzale, căutînd să scoatem în relief modul de apariție și de manifestare a fenomenelor magmatice în legătură cu celelalte funcțiuni geologice din aria geosinclinală (tabelul nr. 1). Beneficiem în acest teritoriu de faptul că arhitectura geologică este comparativ mai simplă decît în alte regiuni cu magmatism complex și de faptul că structura lui a fost suficient lămurită prin numeroasele și detaliatele studii executate în ultimii ani, ceea ce ne-a permis să tragem unele concluzii sau să facem unele ipoteze asupra relațiilor cauzale dintre magmatism și celelalte funcțiuni geologice, propunînd o caracterizare funcțională a acestuia.

I. MAGMATISMUL INIȚIAL

Manifestarea acestei activități magmatice se situează la începutul ciclului alpin și se încadrează în mod tipic de la primele subsidențe în șanț pînă la prima mare cutare care a avut loc în faza austrică. Este o activitate de lungă durată, cu un caracter simatic evident, desfășurîndu-se ritmic (5), dar cu dezvoltări inegale în aria șanțului.

În această perioadă din evoluția geosinclinalului au intervenit schimbări în funcțiunea tectonică și litogenetică, care au influențat modul de manifestare a fenomenelor magmatice, ceea ce ne conduce la deosebirea a două etape cu caractere diferite, și anume :

1. etapa preorogenică, din substadiul kimmeric nou pînă la începutul malmului, a decurs într-o fază de destindere a fundamentului rigid, făcut permeabil prin fracturi profunde, larg deschise, și a generat o activitate intensă, cu aport masiv de magme, în forme de zăcămînt complex ;

2. etapa cataorogenică, începută încă din malm însă dezvoltată mai larg în substadiul austric, s-a manifestat fie în fosele pe cale de adîncire, simultan cu o colmatare masivă, în condițiile unui fundament puțin permeabil, cu o fracturare limitată și discontinuă, fie în zonele ridicate și exondate prin efectul mișcărilor kimmerice. Cantitativ, acest magmatism este sensibil mai puțin dezvoltat decît precedentul și se prezintă mai ales în facies efuziv. Din punct de vedere petrochimic se observă diferențieri sensibil mai avansate decît în etapa precedentă.

1. MAGMATISMUL INIȚIAL PREOROGENIC

Substadiul kimmeric pînă la începutul malmului este marcat printr-un fenomen de subsidență, manifestat exclusiv în zona axială a șanțului, care acum începe să se contureze. Subsidența lentă, însoțită de o fisurare profundă și de compartimentare, este echilibrată izostatic (31) prin ridicarea magmelor simatice sub formă de curgeri de lave submarine, depozite piroclastice și instalarea unor filoane și corpuri comagmatice intruzive, în facies hipoabisal. La început predomină mișcările negative, fără însă a se crea o diferență de nivel importantă față de margini, ceea ce explică faptul că aportul terigen este cu totul neînsemnat. Sporadic apar între stivele puternice de lave și piroclastite, intercalații subțiri de sedimente care, în afară de radiolari, nu conțin alte fosile.

Caracterul cel mai pregnant din această etapă a evoluției geosinclinalului este permeabilitatea excesivă a fundamentului, cauzată de fenomene de distensiune tectonică a spațiului labil dintre două unități varistice profund înrădăcinate, antrenate într-o mișcare de îndepărtare reciprocă. Decompresiunea transmisă nivelului subcrustal a determinat o emisiune masivă de hipomagmă, tinzînd să cicatrizeze această zonă crevazată a scoarței, ceea ce conferă teritoriului, în acel moment, un caracter de zonă de sutură ofiolitică (3) sau de „Erdnähte" (H. C l o s s) între două cratone varistice pe cale de regenerare alpină.

Rocile efuzive formate în această etapă, în cea mai mare parte, sînt produsul unor magme gabbroice de tip hawaitic, miharaitic (8), (31) sau tholeitic (17). Uneori, pe seama proceselor slabe de diferențiere s-au format și roci de compoziție leucogabbroică, ossipitică, melagabbrodioritică, gabbrodioritică și cu totul sporadic dioritică sau mai acidă. Corpurile și filoanele din faciesul hipoabisal prezintă frecvent fenomene de diferențiere *in situ*, deosebit de bine evidențiate prin studiile efectuate de D. G i u ș c ă, G. C i o f l i c a și H. S a v u în corpurile gabbroice de la Almaș — Sălișteș, Roșia, Cuiași etc. și pînza intruzivă pseudostratificată de la Ciungani — Căzănești. Rocile intruzive au evoluat fie pe o linie de diferențiere cu produse plagioclazitice (magme anortozitice) și leucogabbroice, fie pe una care a generat magme hornblenditice sau hornblendit-peridotitice, în general magme oxidate cu concentrații de oxizi metalici. O parte din rocile intruzive au cristalizat însă direct din hipomagma inițială de compoziție gabbroacnaitică, gabbropiroxenitică și gabbroeucritică, magme sensibil asemănătoare faciesului efuziv.

Trebuie să menționăm apariția în acest complex a unor roci dioritice în zona centrală a Munților Metaliferi și chiar mai acide în zona Munților Trascăului[1] (20), (5).

Formarea rocilor din această primă etapă are loc la nivelul faciesului efuziv subvulcanic și hipoabisal, ceea ce imprimă acesteia o particularitate structurală, evidențiindu-se legătura spațială dintre produsul exploziv, efuziv, dykeurile, silurile și corpurile hipoabisale de care sînt legate. Majoritatea rocilor prezintă procese avansate de autometamorfism, iar parte sînt intens tectonizate.

Mineralizația cunoscută pînă în prezent în faciesul hipoabisal este preponderent feriferă, de origine lichidmagmatică, și apare sub formă de diseminări mai mult sau mai puțin concentrate, ca lentile sau corpuri neregulate, cu dezvoltarea paragenezei : fier, titan și vanadiu (8). Cu totul sporadic, în faciesul efuziv se formează nivele ferifere și manganifere ca rezultat al unor fenomene de precipitație chimică-organogenă (27), (28). Se întîlnesc de asemenea mineralizații sulfuroase, predominant piritoase.

2. MAGMATISMUL INIȚIAL CATAOROGENIC

Pentru a ilustra condițiile geologice cu totul deosebite în care a luat naștere magmatismul din această a doua etapă, este necesar a reaminti schimbările care au intervenit începînd cu jurasicul superior. Activitatea

[1] L. V a s i l e s c u date nepublicate.

vulcanismului efuziv a fost frînată într-o foarte mare măsură ; pe fundurile înalte create de lavele consolidate, s-a instalat un regim recifogen, care a generat puternice bancuri de calcare tip Stramberg, iar în parte, în zonele învecinate s-a instalat un regim pelagic, care a dat naștere la sedimente predominant pelitice, cu conținut mai mult sau mai puțin ridicat de calcar. Acestea reprezintă baza stratelor cu *Aptychus* care, la acest nivel, conțin o bogată faună de diverse specii de *Calpionella*, pe baza căreia li s-a atribuit vîrsta jurasic superioară, începînd cu kimmeridgianul (24). Între acestea se intercalează cinerite și tufite ofiolitice, proporțional mult subordonate față de aportul terigen.

Mișcările kimmerice noi de la finele malmului s-au manifestat printr-o epirogeneză predominant pozitivă, care a exondat parte din aria șanțului, dar care, în general, nu a întrerupt sedimentarea seriei pelagice, continuînd cu aceleași caractere și în neocomian (26).

Un efect important al mișcărilor kimmerice este crearea ridului central, care va funcționa ca un corp rigid pe toată evoluția geosinclinalului și va împărți suprafața lui în arii cu comportamente diferite (1), (26).

Substadiul austric aduce o extindere a teritoriului geosinclinal, o subsidență de mare amplitudine și o dezvoltare notabilă a funcțiunii litologice, care a dat naștere la puternice depozite de fliș calcaros în neocomian, fliș grezos-argilos atipic, în barremian, wildflysch calcaros conglomeratic, cu numeroase olistolite, în apțian, și marno-calcare, în albian. Această asociație litologică indică o etapă cu fundament continuu agitat de mișcări oscilatorii, predominant negative la început, pentru a deveni predominant pozitive în apropierea paroxismului austric, cînd din adînc apar numeroase riduri cu calcare jurasice și roci de fundament (14). Pe această arie geosinclinală se instalează un vulcanism simatic, alimentat prin numeroase fracturi profunde, dar cu existență și dezvoltare precară, condiționată de frecvența mișcărilor oscilatorii și de puternica colmatare care a avut loc pînă la finele apțianului în Drocea (28), cu prelungire pînă la albian în restul teritoriului.

În afară de tipul liniar, apar pe alocurea și vulcani punctiformi, stratovulcani, care au emis magme cu o evoluție petrochimică complexă (17).

În general, magmatismul din această etapă are un caracter predominant efuziv, cu numeroase secvențe explozive și a produs pillowlave, lave piroclastice, cinerite fine și mai ales breciforme, în care abundă elemente mai mult sau mai puțin mari de calcare jurasice, roci cretacice și chiar cristaline. Produsele respective se găsesc intercalate în stratele cu *Aptychus* (17), în flișul barremian (5), mai ales în wildflyschul apțian (14) și mai puțin între sedimentele albiene.

Volumul acestor produse eruptive, socotit pe totalitatea ariei geosinclinale, este mic în raport cu acel generat de prima etapă. De asemenea, el este redus în raport cu marea masă a rocilor sedimentare, între care se intercalează în mod cu totul subordonat și discontinuu. Aceste situații de fapt scot în evidență două din condițiile geologice funcționale, care caracterizează etapa aceasta și o deosebește net de precedenta :

— aport terigen masiv, în condițiile unui relief ridicat pe marginile șanțului ;

— fundament puțin permeabil aportului magmatic.

O altă observaţie importantă este faptul că vulcanismul cataorogenic ocupă în şanţ o suprafaţă sensibil mai întinsă decît cel preorogenic. Astfel, el se manifestă în zona Bucium — Arieş, unde magmatismul iniţial preorogenic lipseşte cu desăvîrşire, iar în fosa Mureşului se extinde sensibil spre sud şi est. Aceasta arată că, în afară de unele excepţii posibile, căile de venire ale hipomagmei în cele două etape au fost diferite, ceea ce nu poate surprinde date fiind condiţiile geologice şi cauzele mecanice deosebite care l-au generat.

Din aceste fapte se degajă concluzia că deşi înrudite genetic prin natura simatică a substanţei, cele două etape ale magmatismului iniţial se deosebesc categoric prin mecanismul funcţional diferit care le-a pus în loc. Înlănţuirea lor este evidentă în şanţul Metaliferilor, dar principial acest fenomen nu apare ca inextricabil.

Diverşi autori (17), (5) au semnalat o deosebire între compoziţia petrochimică a celor două etape. Astfel, se afirmă că primele manifestări (neocomian) au produs magme cu o aciditate relativ mai crescută, ceea ce ar permite să se presupună o diferenţiere la sursă, dar în partea finală (apţian) magmele emise sînt similare cu cele ale etapei preorogenice. Prin procese de diferenţiere au luat naştere roci corespunzătoare unor magme gabbrodioritice, melagabbroidioritice, dioritice, lamprodioritice, melacuarţdioritice, tonalitice şi chiar granit-opdalitice. Din punct de vedere funcţional, stadiul cataorogenic (H. G. T e r m i e r) reprezintă etapa care precede paroxismul tectogenetic, timp în care s-a modelat relieful preorogenic. Un studiu de amănunt ar putea să arate legătura dintre acel relief şi amplasamentul centrelor şi liniilor vulcanice, care pare a indica o preferinţă pentru relieful mai ridicat al ridurilor şi cordilierelor.

Paroxismul austric pare a fi fost puternic (14), (22), (23) şi ar fi trasat liniile fundamentale ale arhitecturii Munţilor Mureşului (1), (26). Mecanismul respectiv poate fi imaginat în sensul unei mişcări centroaxiale a celor două blocuri cristaline, rigide, de la N şi S, provocînd o compresiune a masei plastice din şanţ (14), cu efectul de a fi făcut impermeabile faţă de agenţii eruptivi, fundamentul, sedimentele strîns cutate şi masa mult mai rigidă a ridurilor ofiolitice. Fapt este că magmatismul simatic a fost definitiv întrerupt şi că în tot substadiul subhercinic care a urmat nu a avut loc nici o manifestare vulcanică. De fapt, se pare că paroxismul austric nu a avut nici un efect magmatogen.

Încheiem acest capitol remarcînd că între schema funcţională astfel concepută pentru magmatismul iniţial şi clasificarea lui în trei faze din regiunea Drocea, făcută de D. G i u ş c ă, G. C i o f l i c a şi H. S a v u în 1962 (17), se poate stabili o corespondenţă în sensul că faza I corespunde magmatismului iniţial preorogenic (antemalm), iar fazele II şi III, magmatismului iniţial cataorogenic (substadiul austric).

II. MAGMATISMUL SUBSECVENT

Absenţa în regiune a magmatismului sinorogen (în sensul preconizat de H. S t i l l e) rămîne o problemă deschisă pentru deplina lămurire a evoluţiei tectogenezei şanţului Metaliferilor, ca de altfel pentru tot orogenul alpin al Carpaţilor româneşti.

Prezența unor vulcanite cu caracter sialic în sedimentele senoniene formate în stadiul sincinematic din bordura nordică a șanțului (32), (17), (25), ca și cele din unitatea învecinată de la sud ((29), Poiana Ruscăi) ridică problema existenței unui magmatism sinorogen. Într-adevăr, aceste vulcanite par a fi produsul diastrofismului subhercinic, ceea ce le-ar conferi caracterul sinorogen, însă prin toate celelalte caractere generale de manifestare reprezintă în mod evident produsul unui magmatism subsecvent. Prin apariția lui înaintea consumării diastrofismului laramic, el are un caracter subsecvent precoce, așa cum a fost definit în 1965 de T.P. Ghițulescu, M. Borcoș și F. Resnic (15).

Imediat după faza diastrofismului laramic se desfășoară magmatismul subsecvent epirogenic, sensibil mai intens, sincron cu formarea molasei postlaramice și care îmbracă forma unui magmatism de fracturi în facies hipoabisal și efuziv, însoțit de fenomene mineralizate hidatopirometasomatice.

În partea finală a stadiului tardecinematic are loc cea de-a treia și ultima manifestare a magmatismului din regiune, sub forma unui magmatism tardiv cu caracter predominant efuziv, care în cea mai mare parte se desfășoară în timpul colmatării bazinelor intramuntoase, prelungindu-se pînă aproape de finele stadiului alpin. Această etapă este însoțită de fenomene hidrotermale metalogenetice foarte intense.

Vom examina, pe scurt, relațiile dintre aceste manifestări eruptive și celelalte funcțiuni geologice în aria geosinclinală.

1. MAGMATISMUL SUBSECVENT PRECOCE

După cutarea austrică doar partea de vest a șanțului a rămas exondată (27), restul teritoriului fiind acoperit în scurt timp de marea vracono-cenomaniană și antrenat într-o amplă mișcare de subsidență. Unii autori sînt înclinați a considera că durata exondării, respectiv a eroziunii, a fost relativ foarte scurtă (32), (26), astfel că peste depozitele eocretacice încă destul de groase s-a depus un alt pachet puternic de fliș, ceea ce înseamnă că scoarța sialică a fost coborîtă la o adîncime de mai multe mii de metri.

Aparent, diastrofismul subhercinic care a încheiat acest substadiu s-a manifestat în șanț cu o intensitate moderată și inegal distribuită, sedimentele vracono-cenomaniene fiind în general larg cutate. Ținînd însă seama că în domeniul apusenidelor și în cel getic, imediat învecinate, cutarea subhercinică a generat structuri în pînze, mai mult sau mai puțin ample, cu vergențe respectiv spre N și spre S (9), (10), (16), deducem că în adîncimea șanțului Metaliferilor a trebuit să se repercuteze puternice eforturi de subîmpingere de sens contrar, capabile să producă o mobilizare a sialului. Astfel s-ar putea explica cum au luat naștere litomagmele care au alimentat vulcanismul întîlnit în senonianul de la N și de la S de teritoriul șanțului, despre care am amintit mai sus.

În zonele amintite, produsele acestui vulcanism sînt cantitativ neînsemnate, iar în aria șanțului nu sînt cunoscute pînă în prezent, ceea ce se poate datora fie unei impermeabilități totale a fundamentului din

șanț sau unei permeabilități mici în domeniile cristaline înconjurătoare fie dezvoltării reduse a însuși fenomenului de palingeneză. Prin înlănțuirea cauzală admisă ne situăm în ipoteza unei palingeneze de subîmpingere (în sensul definit de H. S t i l l e), la o adîncime insuficientă pentru a genera un magmatism sinorogen veritabil. Din această cauză, ca și din faptul că argumentele pe care ne bazăm nu ne apar suficiente, preferăm ca acestui magmatism manifestat aproape de sfîrșitul fazei sincinematice să-i atribuim deocamdată o calificare funcțională de subsecvent precoce, în acord cu modul său de prezentare. Din punct de vedere metalogenetic, acest vulcanism apare, pînă în prezent ca neproductiv.

2. MAGMATISMUL SUBSECVENT EPIOROGENIC

În substadiul laramic, marea invadează întreaga arie geosinclinală, transgresînd și partea de vest, exondată încă din apțian, ca urmare a unei subsidențe puternice, mai ales în fosa Mureșului, unde depozitele au facies tipic de fliș, spre deosebire de centrul și restul șanțului, unde sînt reprezentate prin seria molasică de Gosau (28), (14). Luînd în considerare grosimea mare a depozitelor senoniene și relativ slaba eroziune dintre subfazele de cutare anterioare, se poate admite că la finele substadiului laramic coborîrea fundamentului sialic atingea maximum de adîncime în aria șanțului, probabil peste 10 mii de metri. Acest fapt a sporit energia termomecanică acumulată încă din timpul paroxismului precedent, iar caracterul predominant ruptural al diastrofismului laramic combinat cu mișcarea generală de ridicare a provocat detenta care a permis o mobilizare mai largă și o ridicare a litomagmelor, dînd astfel naștere unui magmatism subsecvent tipic, contemporan cu formarea molasei paleocen — eocene. Magmele s-au ridicat și s-au localizat pe fracturi, mai mult sau mai puțin larg deschise, imprimînd acestui magmatism un caracter intruziv—fisural tipic.

D. G i u ș c ă, G. C i o f l i c a și H. S a v u în 1965 (17) au delimitat o zonă petrogenetică de apariție a magmatismului banatitic, indicată prin două aliniamente orientate NNE — SSV din Banat pînă în Vlădeasa. Aceasta traversează șanțul Metaliferilor prin dreptul Masivului Drocea. Constatăm însă că în afară de aceste aliniamente mai există o serie de linii petrogenetice orientate axial în șanțul Metaliferilor, din partea lui mediană pînă în Munții Trascăului, prelungindu-se mai departe, spre NV, în cristalinul Gilăului.

Magmatismul subsecvent epiorogenic în șanțul Metaliferelor se dezvoltă predominant în faciesul hipoabisal și subordonat în faciesul efuziv-subvulcanic, ca filoane, corpuri și produse efuzive. Principalele masive se găsesc pe aliniamentele din Drocea, pe cînd în restul ariei acestea au o dezvoltare în general mai redusă. Ele apar localizate atît în masivele rigide de roci ofiolitice, cît și în sedimentele cretacice și paleocen — eocene.

Compoziția chimică a banatitelor din șanț este similară cu a celor de aceeași vîrstă din domeniile învecinate, corespunzînd unor magme dioritice, cuarțdioritice și granodioritice sau chiar mai acide de tip granitopdalitice, avînd în general toate caracteristicile unui chimism sialic calcoalcalin, cu rare separații de roci alcaline (17); se observă o asemănare chimică cu produsele magmatismului subsecvent precoce, ceea ce ar putea susține ideea că atît magmatismul precoce, cît și cel epiorogenic au fost parțial alimentate din aceleași surse magmatice anterior formate, reanimate prin diastrofismul laramic. Pentru aceasta pledează și intervalul relativ scurt dintre cele două manifestări, ca și ariile comune în care acestea se manifestă. Din aceste motive, o parte din rocile subvulcanice considerate ca banatite, care nu vin în contact direct cu formațiunile senoniene, pot să reprezinte în realitate produsul activității magmatismului subsecvent precoce.

Magmatismul subsecvent epiorogenic din șanțul Metaliferilor și mai ales cel din unitățile învecinate se caracterizează din punct de vedere metalogenetic printr-o activitate pirometasomatică și hidrotermală, care a generat acumulări de oxizi de fier cu gangă de skarn și zăcăminte de sulfuri complexe, în a căror mineralizație parageneza cupru—molibden, wolfram, neuniform distribuită, are o mai largă răspîndire în comparație cu asociația zincului, plumbului, aurului și argintului. Aproape în toate cazurile, corpurile intruzive ale acestei etape sînt bordate de aureole de transformare silicatată de temperatură înaltă.

3. MAGMATISMUL SUBSECVENT TARDIV

După o lungă perioadă de exondare, în care o bună parte din relief a fost erodat, activitatea magmatică este reluată în tortonian prin manifestarea unui vulcanism sialic, care începe cu emisiuni de riolite în alternanță cu andezite cuarțifere, produsele respective intercalîndu-se între formațiuni continentale (14).

A urmat o subsidență de amplitudine modestă, cu transgresiune marină în bazinele intramuntoase, care ocupau o parte din aria șanțului, și depunerea cîtorva sute de metri de sedimente, în care produsele vulcanice lipsesc (14) sau apar sporadic și cu totul subordonat (6).

Vulcanismul cu un pronunțat caracter sialic capătă o mare vigoare către finele tortonianului și mai ales în sarmațian, cînd are loc ridicarea treptată a regiunii, cu instaurarea unui regim salmastru-lacustru. Apoi eruptivismul slăbește mult ca intensitate și se încheie la finele panonianului prin emisiuni modeste de bazalte și de andezite bazaltoide.

Vulcanismul neogen are un pronunțat caracter exploziv, generînd cantități importante de cinerite fine și breciforme, lave, în parte piroclastice, construind numeroase aparate vulcanice, mai ales stratovulcani și coșuri. El este localizat numai parțial în bazinele intramuntoase, multe aparate fiind amplasate pe continent la distanțe mai mult sau mai puțin importante. Această localizare este controlată geologic de structura preterțiară și de fracturarea neogenă (14). În aria șanțului se observă că magmatismul neogen nu este uniform distribuit, maximum de dezvoltare găsindu-se în partea lui centrală (patrulaterul aurifer).

Cantitatea de produse eruptive emisă în această etapă este importantă, situîndu-se în această ordine de idei pe locul al doilea după magmatismul iniţial. Suprafaţa pe care o ocupă este mai mare decît a molasei neogene, iar dacă se ţine seama de volumele din adîncimea cunoscută se poate afirma că greutatea magmei emise depăşeşte pe aceea a materialului terigen sedimentat în aceeaşi etapă.

Chimismul acestui vulcanism este bine cunoscut; din cercetările întreprinse (30), (14), (12) rezultă că este un magmatism sialic cu un grad avansat de diferenţiere. Începutul activităţii este marcat printr-o emisie de lave acide, corespunzătoare unor magme de compoziţie trondjemitică, leucogranitică şi granitică cu exces de SiO_2. Urmează în alternanţă, cu mai multe recurenţe prin diferenţiere gradată, magme de compoziţie dioritică, cuarţ-dioritică şi granodioritică, în cea mai mare parte de tip peléeitic. Activitatea vulcanică continuă cu aport de lave acide care corespund unor magme granodioritice de tip aplitic, leucogranitic sau chiar cuarţ-dioritic. Cea mai importantă emisie de lave din această etapă, prin cantitatea produselor vulcanice şi suprafaţa pe care o ocupă în raport cu celelalte, are un caracter cuarţdioritic de tip peléeitic şi leuco-peléeitic; tipul tonalitic nu apare decît foarte rar. Această secvenţă se încheie cu lave mai acide, de tip granodioritic, în principal leuco-peléeitic. Activitatea vulcanică din bordură, localizată în şisturile cristaline (Baia-de-Arieş şi Deva) acuză, ca o excepţie, un caracter alcalipotasic. Magmatismul subsecvent tardiv se încheie prin emisii de lave bazice, cu o compoziţie asemănătoare magmatismului iniţial, de felul magmelor gabbroice, normal gabbroice, gabbroeucritice, leucogabbroice şi gabbrodioritice.

Din punct de vedere petrochimic se constată o mare asemănare între produsele acestei etape şi ale celor anterioare, în special ale celei imediat precedente (etapa subsecvent epiorogenică) mergînd pînă aproape de identitate petrochimică pentru unele roci. Aceasta arată că fondul petrochimic a putut fi acelaşi.

Examinînd raporturile cauzale ale acestui magmatism cu celelalte funcţiuni geologice, constatăm, în primul rînd, că el face parte integrantă din marele brîu vulcanic neogen de la interiorul Carpaţilor, pe care H. Stille (32) l-a caracterizat drept subsecvent şi l-a considerat în parte drept un efect al palingenezei de subîmpingere provocată de cutarea savică, fără însă a explica această ipoteză şi în regiunea Munţilor Metaliferi.

În şanţul Metaliferilor constatăm că acest magmatism are loc în faza tardicinematică a ciclului alpin, cînd s-au manifestat aici efectele tectonicii de tip germanic, care au afectat în neogen toată aria din interiorul curburii Carpaţilor româneşti. În teritoriul de care ne ocupăm zonele de fisurare au în general direcţii transversale pe axul şanţului, de la VNV—ESE la NVN—SES, cîteva dintre aliniamentele de vulcani neogeni avînd şi orientări axiale suprapunîndu-se uneori peste accidentele tectonice create în faza sincinematică alpină.

După R. Dimitrescu (1962), fisurarea transversală are o extindere mare, prelungindu-se spre NV, pe sub molasa panoniană pînă în regiunea de la vest de Oradea şi chiar mai departe, jalonată fiind de erupţii care, probabil, aparţin acestei activităţi vulcanice.

Această tectonică mai mult sau mai puțin profundă a reactivat în șanț prin permeabilitatea și decompresiunea creată, vetrele de litomagmă rămase în stare latentă încă din etapa subsecventă precedentă redînd viață eruptivismului. Este posibil ca după prima secvență eruptivă și împlinirea fenomenului de subsidență în bazinele tortoniene, fracturarea să se fi accentuat, permițînd alimentarea vetrelor cu hipomagmă, ceea ce a putut provoca procese de hibridizare mai mult sau mai puțin accentuate. În această concepție funcțională, magmatismul neogen are un evident caracter subsecvent în cadrul ciclului orogenic alpin din șanț. Cuprindem în această etapă, cu același caracter, și secvența bazică de la sfîrșit, considerîndu-o ca un ultim rezultat al proceselor de diferențiere magmatică din vetre.

Secvența cea mai violentă a vulcanismului neogen se caracterizează și printr-o fază metalogenetică importantă de origine hidrotermală și metasomatică dezvoltată de preferință în condițiile unui stadiu mezotermal (4). Este o mineralizație dominant auro-argentiferă, cu un conținut mare de aur nativ și telururi, care pe alocuri trece spre adîncime la o mineralizație de sulfuri complexe, cupriferă sau plumbo-zinciferă, avînd uneori dezvoltări mai importante, dar numai în situații cu caracter strict local. O trăsătură caracteristică o formează și prezența mercurului, dispus de regulă la periferia zonelor mineralizate.

În general, vulcanitele acestei etape au suferit procese intense de metasomatoză care s-au desfășurat în limitele stadiului de propilitizare și al stadiului de argilizare-sericitizare, ceea ce le deosebește în mod evident de vulcanitele din etapele precedente. Considerăm că această observație, conjugată cu celelalte caractere metalogenetice și petrologice, poate constitui un criteriu pozitiv de separare a vulcanitelor din cele 3 etape ale magmatismului subsecvent acolo unde lipsesc argumente de ordin stratigrafic. Astfel, considerăm că o parte din rocile atribuite banatitelor, în special acelea situate pe liniile petrogenetice ale neogenidelor aparțin de fapt acestora din urmă.

CONCLUZII

Analiza sistematică a activității magmatice în șanțul Metaliferilor conduce la descifrarea trăsăturilor ei esențiale cu toate dificultățile care derivă din complexitatea introdusă prin suprapunerea a trei manifestații magmatice principale.

Privită în cadrul larg al geosinclinalului alpin, caracterizarea funcțională a magmatismului din teritoriu a putut fi făcută ținîndu-se seamă de relațiile cauzale dintre fenomenele litogenetice, diastrofice și magmatice, precum și de caracterele structogenetice, petrologice, chimice și metalogenetice ale magmatitelor. Din punct de vedere magmatogen, șanțul Metaliferilor a jucat un rol inegal: el a avut un rol determinant în prima parte, generînd un magmatism inițial simatic, și un rol subordonat în apariția magmatismului subsecvent cu caracter sialic, rezultat al impulsurilor diastrofice exercitate mai intens în unitățile înconjurătoare. Stadiul sincinematic al șanțului nu este lipsit de manifestații magmatice; cu toate acestea nu se poate vorbi de un magmatism sinorogen

în sens strict, deoarece produsele acestuia, prin toate celelalte caractere, se leagă de etapele magmatismului epiorogenic. De altfel, am admis că în faza subhercinică a avut loc o reactivare a sialului la diferite nivele, din care s-a alimentat în general magmatismul subsecvent.

În consecință, analizînd evoluția geologică a șanțului Metaliferilor prin prisma relațiilor cauzale dintre tectonică, litogeneză și magmatism, constatăm că de fapt magmatismul prin rolul său funcțional în această evoluție are două aspecte net deosebite : un magmatism simatic inițial, care se desfășoară tipic pînă la primul paroxism puternic (faza austrică), și un magmatism sialic cu caracter subsecvent, care își face apariția în mod precoce încă din stadiul sincinematic, durînd pînă la finele ciclului alpin.

În legătură cu magmatismul inițial se ridică problema explorării continuității lui spre SV, ca și explorarea adîncimii în zona de largă dezvoltare a etapei preorogene, unde considerăm că există premise metalogenetice favorabile.

Rezolvarea definitivă a problemelor legate de magmatismul subsecvent nu poate fi realizată în spațiul șanțului, care reprezintă un cadru prea restrîns în raport cu aria lui de dezvoltare. Este necesar să se identifice și să se aprofundeze mai detaliat caracterele comune și cele specifice celor trei etape, care să servească drept bază pentru o cartare diferențială, deoarece în numeroase cazuri lipsesc argumente de ordin stratigrafic. Aceasta este cu atît mai necesar, cu cît magmatismul subsecvent tardiv, în grad mai înalt, și cel epiorogenic, în grad mai redus, sînt purtătoare de mineralizații productive.

BIBLIOGRAFIE

1. Bleahu M. și Lupu M., *Date noi asupra evoluției Sanțului Metaliferilor*, VI-ème Congrès Assoc. Géol. Carpato-Balkanique, Varșovia, 1963.
2. Бляху М. и Димитреску Р., *Краткий очерк геологии западных гор*, Советская геология, 1959, *5*.
3. Brunn J. H., *Les sutures ophiolitiques*, Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn., 1961, **IV**.
4. Borcoș M., *Observații în legătură cu determinarea condițiilor termodinamice de formare a unor filoane și zăcăminte hidrotermale din regiunea Munților Metaliferi I (Sectorul Zlatna)*, St. și cerc. geol. geofiz. geogr., Seria geologie, 1965, **10**, *1*.
5. Borcoș M., Mantea G. și Gheorghiță I., *Relațiile stratigrafice și tectonice dintre formațiunile sedimentare mezozoice și complexul rocilor eruptive bazice mezozoice cu privire specială asupra Munților Metaliferi*, Rev. nat., 1964, **2**.
6. Borcoș M. și Mantea G., *Vîrsta formațiunilor neogene din bazinul Zlatna — Almașul Mare (Munții Metaliferi)*, Dări de seamă Inst. geol., 1964, **XLIX** (1961—1962), partea a II-a.
7. Borcoș M., Gheorghiță I., Boștinescu S. și Matieș P., *Considerații asupra unor manifestări magmatice neogene cu caracter linear în Munții Metaliferi și asupra structurii aparatului vulcanic Haneș*, Dări de seamă Inst. geol., 1964, **XLIX** (1961—1962), partea a II-a.
8. Cioflica G., *Studiul petrografic al formațiunilor eruptive din regiunea Căzănești — Ciungani (Munții Drocea)*, An. Com. geol., 1962, **XXXII**.
9. Codarcea Al., *Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du Plateau de Mehedinți*, Ann. Inst. géol. Roum., 1940, **XX**, 1—74.
10. — *Contributions à la tectonique des Carpates Méridionales*, C.R. Inst. géol. Roum., 1941, **XXV**, 156—159.
11. Dimitrescu R., *Magmatism, tectonică și metalogeneză în Carpații românești*, Rev. minelor, 1959, *3*.
12. Gheorghiu C., *Studiul geologic al V. Mureșului între Deva și Dobra*, An. Com. geol., 1954, **XXVII**.

13. Gheorghiu C. et Popescu I. C., *Considérations sur les possibilités d'extension, vers le sud, de l'aire d'activité volcanique néogène des Monts Apuseni*, VII-ème Congrès Assoc. Géol. Carpato-Balkanique, Sofia, 1965, partea a III-a.
14. Ghițulescu T. P. et Socolescu M., *Etude géologique et minière des Monts Métallifères*, Ann. Inst. géol., 1941, **XXI.**
15. Ghițulescu T. P., Borcoș M. et Resnic F., *L'éruptif des Monts Métallifères dans le cadre de l'orogenèse alpine*, VI-ème Congrès Assoc. Géol. Carpato-Balkanique, Sofia, 1965, partea a III-a.
16. Giușcă D., *Le massif éruptif de la Vlădeasa*, An. Com. geol., 1952, **XXIII**, 200—252.
17. Giușcă D., Cioflica Gr. și Savu H., *Vulcanismul mezozoic din Masivul Drocea, Munții Apuseni*, Congresul V al Asociației carpato-balcanice, București, 1962, **II**.
18. — *Caracterizarea petrologică a provinciei banatitice*, An. Com. geol., 1965, **XXXV.**
19. — *Les caractères chimiques des roches de la province banatitique*, VII-ème Congrès Assoc. Géol. Carpato-Balkanique, Sofia, 1965, partea a III-a.
20. Ilie M., *Recherches géologiques dans les Monts du Trăscău et dans le bassin de l'Arieș*, An. Inst. geol. Rom., 1932, **XVII**.
21. — *Munții Apuseni*, Edit. științifică, București, 1957.
22. — *Contribuții la cunoașterea tectonicii Munților Apuseni*, Dări de seamă Com. geol., 1962, **XLVIII** (1960—1961).
23. — *Munții Apuseni și masele mediane dianridocarpatice*, Congresul V al Asociației carpato-balcanice, București, 1962.
24. Lupu M., *Asupra stratelor cu Aptychus și a unor ofiolite din Masivul Trascăului*, Dări de seamă Inst. geol., 1964, **50**, *1*.
25. Lupu M. și Lupu Denisa, *Asupra unor dislocațiuni rupturale din partea de vest a fosei Munților Metaliferi*, Dări de seamă Inst. geol., 1964, **59**, *1*.
26. Lupu M., *Quelques considérations sur les phases du diastrophisme dans le sillon des Monts Métallifères*, VII-ème Congrès Assoc. Géol. Carpato-Balkanique, Sofia, 1965.
27. Papiu V. C., *Cercetări geologice în Masivul Drocei (Munții Apuseni)*, St. și cerc. geol., 1960, **V**, *1*.
28. — *Erupții vulcanice submarine*, Edit. științifică, București, 1959.
29. Pavelescu L., *Geologia și petrografia regiunii Ruschița*, București, 1959.
30. Rădulescu P. Dan, *Contribuțiuni la cunoașterea caracterelor chimice ale rocilor vulcanice tinere de la interiorul arcului carpatic*, St. și cerc. geol., 1961, **VI**, *2*.
31. Savu H., *Corpul gabbroic de la Almășel și contribuții la cunoașterea chimismului și petrogenezei ofiolitelor din Masivul Drocea*, An. Com. geol., 1962, **XXXII**.
32. Stille H., *Der geotektonische Werdegang der Karpathen*, Hannover, 1953.

Ministerul Minelor
și
Institutul geologic
al Comitetului de Stat al Geologiei.

Primită în redacție la 30 martie 1966.

STUDIUL STRATIGRAFIC ȘI PETROGRAFIC AL REGIUNII DĂMUC

DE

V. IANOVICI

MEMBRU CORESPONDENT AL ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

și C. IONESCU

55(05)

În cadrul regiunii Dămuc (Carpații Orientali) cercetările efectuate au dus la descifrarea stratigrafiei cristalinului și formațiunilor sedimentare și la evidențierea prezenței magmatitelor inițiale care au fost puse în loc în timpul cutărilor kimmerice. Magmatitele, care sînt reprezentate prin anamesite, bazalte, spilite, dolerite și gabbrouri, se găsesc în regiune sub formă de dykeuri în cadrul cristalinului și sedimentarului și ca blocuri alohtone în depozitele de wildflysch, barremian—apțian inferioare

Regiunea Dămuc este situată în bazinul de recepție al pîrîului Bicaz afluent al Bistriței.

În cadrul acestei regiuni a fost studiată stratigrafia șisturilor cristaline, petrografia și vîrsta rocilor bazice, care se găsesc sub formă de dykeuri și de elemente alohtone în depozitele de wildflysch barremian — apțian inferioare, și stratigrafia depozitelor sedimentare.

Singurele referiri privind regiunea Dămuc se fac în harta regiunii Cheile Bicazului, în care este inclusă și regiunea noastră, întocmită de I. Atanasiu între anii 1919 și 1934 și publicată de Ion Băncilă în anul 1950 (2).

STRATIGRAFIA ȘI PETROGRAFIA REGIUNII

Formațiunile geologice care iau parte la alcătuirea regiunii cercetate se pot grupa în trei unități :

A. Formațiuni cristaline.

B. Formațiuni sedimentare.

C. Roci eruptive.

St. și cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie t. 11 nr. 2 p. 381–388 București 1966

A. FORMAŢIUNILE CRISTALINE

Formaţiunile cristaline, în funcţie de evoluţia geologică şi de poziţia lor stratigrafică, au fost separate în două serii distincte :

1. Seria mezometamorfică, alcătuită din formaţiuni cristaline vechi, parţial retromorfozate.

2. Seria epimetamorfică, constituită din formaţiuni transgresive,care au fost metamorfozate într-o nouă fază, cînd a avut loc şi retromorfozarea seriei mezometamorfice.

1. Seria mezometamorfică

În lucrările noastre anterioare (5), (6) am arătat că între seria mezometamorfică şi seria epimetamorfică a Cristalinului Carpaţilor Orientali există o lacună stratigrafică.

Seria mezometamorfică prezintă o largă varietate de structuri şi texturi.

În regiune, în cadrul seriei mezometamorfice, stratigrafic au fost separate un complex inferior şi un complex superior (fig. 21 şi 22).

Complexul inferior se găseşte în partea de vest a regiunii, fiind alcătuit din micaşisturi muscovito-biotitice, micaşisturi muscovitice, cu granaţi, micaşisturi cenuşii muscovito-biotitice cu granaţi, cuarţite cenuşii muscovito-biotitice şi cuarţite negre cu biotit. În cadrul micaşisturilor muscovito-biotitice se găsesc intercalaţii lenticulare de amfibolite biotitice, cu grosimi variind între 0,40 şi 5 m.

Micaşisturile au culoare brun-cenuşie, cu irizaţii argintii caracteristice muscovitului. Cînd în componenţa lor predomină biotitul, au culoare brun-cenuşie, însă pe măsură ce fenomenul de retromorfism este mai evident şi biotitul este cloritizat, micaşisturile prezintă culori cu nuanţe verzui. În micaşisturi, granaţii au dimensiuni în general mici şi numai rareori ajung pînă la 6—8 mm diametru. Se recunosc uşor după nodulii proeminenţi de pe suprafeţele lamelelor de biotit sau muscovit.

Complexul superior este constituit din gnaise muscovitice, gnaise oculare, gnaise cu muscovit şi biotit şi gnaise cloritoase.

Gnaisele sînt de obicei alb-gălbui sau alb-verzui şi numai cînd este prezent biotitul au nuanţe brun-verzui. Au textură şistoasă lenticulată. Suprafeţele de şistozitate sînt constituite în mare parte din muscovit care, datorită prezenţei ochiurilor lenticulare de feldspat şi mai rar de cuarţ, au un aspect ondulat. Feldspatul, care este un microclin sau albit, se găseşte fie sub formă de ochiuri lenticulare cu lungimi de pînă la 12 mm, fie sub formă de cristale mici xenomorfe. Cuarţul se întîlneşte mai rar lenticular, în schimb participă împreună cu feldspatul, muscovitul, cloritul, sericitul şi, mai rar, biotitul la benzile care mulează ochiurile de feldspat şi cuarţ.

2. Seria epimetamorfică

Cercetările efectuate în ultimul timp în cristalinul Bistriţei Aurii (5), (6) au pus în evidenţă caracterul transgresiv al seriei epimetamorfice, pe baza determinării discordanţelor stratigrafice dintre cele două serii

cristaline, evidenţiate şi de prezenţa conglomeratelor epimetamorfice cu elemente remaniate din fundamentul mezometamorfic.

Avînd în vedere că atît în regiunea Cîrlibaba — Coşna, cît şi în regiunea Dămuc se găsesc nivele stratigrafice reper, a fost posibil să se facă corelări stratigrafice între cele două regiuni situate una faţă de cealaltă la o distanţă de peste 100 km.

În timp ce în regiunea Izvoarele-Ţibăului — Coşna (5) au fost puse în evidenţă în cadrul seriei epimetamorfice trei complexe, inferior, mediu şi superior, în regiunea Dămuc se mai găsesc doar complexul inferior şi o parte din complexul mediu (fig. 21 şi 22), restul seriei fiind îndepărtat de eroziune datorită ridicării axiale generale a cristalinului Carpaţilor Orientali spre sud-est.

Complexul inferior are cea mai mare dezvoltare în cadrul seriei epimetamorfice. Limita inferioară a acestui complex a fost pusă sub nivelul şisturilor verzi cu epidot, actinot şi calcit care stau discordant peste seria mezometamorfică, iar limita superioară a fost trasată sub nivelul terigen de şisturi clorito-sericitoase cu intercalaţii de şisturi clorito-sericito-grafitoase.

Şisturile verzi cu epidot, actinot şi calcit au luat naştere prin metamorfozarea unor marne cu intercalaţii de şisturi calcaroase. Au culoare verzui-gălbuie, textură şistoasă şi structură lepidogranoblastică. Culoarea verde se datoreşte conţinutului mare de clorit şi actinot, iar nuanţele gălbui sînt determinate de prezenţa epidotului şi calcitului. Deseori, se întîlnesc zone cu şlire milimetrice, impregnate cu magnetit.

Intercalaţiile de şisturi calcaroase care au grosimi de pînă la 50 cm şi lungimi de pînă la 5—6 m au deseori pe feţele de şistozitate lamele de clorit.

Peste nivelul şisturilor verzi cu epidot, actinot şi calcit în care se găsesc intercalaţii de şisturi calcaroase se află nivelul terigen de şisturi clorito-sericitoase, cu intercalaţii budinate, lenticulare, de şisturi clorito-sericito-grafitoase şi cuarţite negre. În continuare urmează nivelul şisturilor cuarţitice cu albit, cu care se încheie coloana stratigrafică a complexului inferior.

Şisturile clorito-sericitoase, care au cea mai mare dezvoltare în cadrul complexului, au culoare cenuşiu-verzuie, sînt fin şistoase şi uneori satinate.

Complexul mediu are extindere mică în zona cercetată, dezvoltîndu-se mai mult în nordul regiunii, unde alcătuieşte umplutura sinclinalului din bazinele pîraielor Strejii şi Strungii.

În baza complexului mediu se află nivelul şisturilor clorito-sericitoase cu intercalaţii de şisturi clorito-sericito-grafitoase şi lentile de pînă la 40 cm grosime de şisturi calcaroase. În continuare urmează nivelul cu porfiroide, hälleflinta şi şisturi clorito-sericitoase.

În cadrul seriei epimetamorfice a cristalinului Carpaţilor Orientali şi, respectiv, al complexului mediu, porfiroidele au poziţii bine definite în coloana stratigrafică, constituind deci şi în regiunea Dămuc un nivel-reper. Aceste roci au structură blastoporfirică şi textură şistoasă. Masa fundamentală a porfiroidelor în care se găsesc fenoblastele de feldspat şi cuarţ este constituită din cuarţ, albit, microclin, sericit şi clorit. Porfiroidele de tip hälleflinta au extindere mică în regiune. Macroscopic, roca este de culoare alb-lăptoasă, cu aspect cornean, cu o şistozitate foarte

fină pusă în evidență de rubanajul dat de dispoziția succesivă a benzilor de culoare verde cu clorit. În masa șistoasă criptocristalină apar rare fenocristale de feldspat. Textura este fin stratificată, lenticulară.

Porfiroidele de tip Pietrosu. În cadrul complexului inferior și al complexului mediu ale seriei epimetamorfice se găsesc o serie de dykeuri de porfire metamorfozate.

În aceste roci se recunosc fenocristale de feldspat indiomorf și de cuarț cu o culoare violaceu-albăstruie caracteristică. Uneori, roca prezintă fenocristale cu habitus amfibolic, care examinate sub microscop se constată că sînt pseudomorfoze constituite din biotit. Structura este porfirică pînă la blastoporfirică. Fenocristalele de cuarț și de feldspat prezintă crăpături pe care se află recristalizat cuarț, feldspat și biotit. Se deosebește un biotit primar, de culoare brună, care apare sub forma unui agregat microcristalin, constituit din mici lamele de biotit cu orientări diferite, asociat cu un număr redus de granule de cuarț și minereu opac. Masa fundamentală are o structură fin granoblastică și textură orientată.

B. FORMAȚIUNILE SEDIMENTARE

Formațiunile sedimentare, care iau parte la alcătuirea regiunii aparțin mezozoicului și cuaternarului.

În vestul regiunii, peste cristalin, se găsesc depozite werfenian inferioare, reprezentate prin conglomerate, peste care urmează calcare werfenian superioare și apoi, discordant, se dispun depozite de wildflysch barremian — apțian inferioare.

În estul zonei cercetate, peste cristalin, se găsesc marne calcaroase cenușii valanginian — hauteriviene și depozite cuaternare.

Conglomeratele werfenian inferioare sînt constituite din elemente de cuarț alb, slab rotunjite, cimentate între ele cu silice gălbui-cenușie.

Calcarele dolomitice werfenian superioare se întîlnesc în mase mai importante în vestul regiunii, în bazinele de recepție ale pîraielor Strejii, Strungii și Piciorului. Au culoare cenușie sau gălbuie și sînt frecvent impregnate pe fisuri și crăpături cu oxizi de fier care dau rocii culoarea roșie.

Depozitele de wildflysch care aparțin barremian — apțianului inferior sînt alcătuite din argile cenușiu-negricioase, în care se găsesc, fie grupate, fie izolate ca elemente alohtone, blocuri de calcare triasice, blocuri de jaspuri, blocuri de gresii calcaroase cenușii rulate și numeroase blocuri de roci bazice.

Depozitele valanginian — hauteriviene sînt constituite în cea mai mare parte din marne calcaroase cenușii, dure, cu fisuri neregulate, umplute cu calcit. Marnele formează de obicei strate de cîțiva centimetri grosime, separate între ele prin marne micacee mai sărace în calcit și prin gresii calcaroase bine stratificate. Frecvent, în marne sînt intercalate nivele de 10—50 cm grosime de calcare marnoase vinete sau cenușii-închis, cu numeroase fisuri cimentate cu calcit.

Cuaternarul are răspîndire mică în regiune, fiind reprezentat prin materialul aluvionar din terasele bazinului Dămuc.

C. ROCILE ERUPTIVE

Rocile eruptive au extindere mică în regiune. Sînt reprezentate prin roci bazice şi se întîlnesc în cadrul cristalinului şi al formaţiunilor sedimentare sub formă de dykeuri şi ca elemente alohtone în cadrul wildflyschului.

Dykeurile au grosimi de pînă la 10 m şi se găsesc pe pîraiele Dămuc, Picioru, Strungii şi Strejii.

Pe pîrîul Picioru, calcarele werfenian superioare sînt străbătute de un dyke de anamesite. Acesta conţine numeroase enclave de şisturi cristaline şi calcare triasice. El prezintă numeroase fisuri şi crăpături pe care, în urma circulaţiei soluţiilor hidrotermale, au luat naştere filoane cu structură rubanată. Rubanajul este dat de depunerea succesivă a calcitei şi a cuarţului. Aceste filonaşe au grosimi de pînă la 6 cm.

Celelalte dykeuri de pe pîraiele Dămuc, Strungii şi Strejii sînt constituite din roci de tipul anamesitelor şi bazaltelor.

Caracteristic pentru anamesitele din regiune este structura fluidalo-pilotaxitică şi textură amigdaloidă (pl. II, fig. 5—7). În masa de bază a rocii, iniţial constituită din sticlă şi microlite, ulterior opacitizată şi cloritizată, se disting cristale alungite de feldspat şi numeroase amigdale umplute cu calcit şi clorit. Calcitul apare ca mineral secundar, precum şi ca mineral depus pe fisuri. Secundar, pe seama feldspatului, s-a format piroxenul şi olivina. Cloritul a luat naştere ca mineral de substituţie pe seama mineralelor melanocrate şi, în asociaţie cu opacitul, pe seama pastei sticloase.

Bazaltele sînt constituite dintr-o pastă frecvent substituită prin calcit, clorit şi opacit, în care se găsesc cristale alungite de feldspat, dispuse uneori haotic, alteori avînd orientare fluidală. Din loc în loc se întîlnesc în rocă amigdale mari, aproximativ sferice, umplute cu calcit şi uneori limonit. Alteori, pe marginele amigdalelor se dispun benzi continue de clorit verde. În toate tipurile de bazalte întîlnite apare abundent calcitul de substituţie, care în parte s-a format şi pe seama mineralelor melanocrate, în special a olivinei, ale căror contururi cristalografice se recunosc deseori cu uşurinţă.

Rocile bazice se mai găsesc încorporate în cadrul wildflyschului barremian — apţian inferior sub forma de blocuri, ale căror diametre variază între 20 cm şi 10 m. Atunci cînd au dimensiuni mici se găsesc grupate cu blocuri de calcare cenuşii triasice, jaspuri, gresii şi marne, iar cînd au dimensiuni mari sînt răspîndite haotic în cadrul aceleiaşi formaţiuni. Printre blocurile de roci bazice care se întîlnesc ca elemente alohtone au fost deosebite spilite, dolerite, anamesite, bazalte şi gabbrouri.

Spilitele sînt constituite dintr-o masă de bază cloritizată şi opacitizată în care apar diseminate microlite de feldspat albitizate şi carbonatate (pl. I, fig. 1 şi 3). În rocă se găsesc numeroase amigdale cu dimensiuni foarte variate, cuprinse între 0,50/0,50 şi 6/7,5 mm. Umplutura lor este alcătuită din calcit şi limonit. Microlitele aciculare de feldspat sînt frecvent carbonatate, iar resturile sînt în mare parte albitizate. Calcitul care s-a format ca mineral de substituţie pe seama feldspatului formează umplutura amigdalelor, prezentîndu-se larg cristalizat.

Doleritele (pl. III, fig. 9—12 şi pl. IV, fig. 13—16) sînt constituite din baghete de feldspat dispuse dezordonat, iar în spaţiile dintre ele care iniţial erau ocupate de pastă şi de minerale melanocrate, se găsesc plaje mari de minerale secundare de tipul calcitului, cloritului, uralitului şi opacitului. Feldspatul apare abundent sub formă de cristale cu habitus prismatic foarte alungit, în parte carbonatate. Cloritul, uralitul şi opacitul s-au format pe seama mineralelor melanocrate.

Gabbrourile (pl. II, fig. 8 şi pl. V, fig. 17, 18 şi 20), care au suferit de obicei procese de uralitizare şi saussuritizare, sînt constituite din cristale prismatice de feldspat, cristale prismatice aciculare de hornblendă din plaje mărunte de clorit, calcit şi opacit. Feldspatul, care este frecvent invadat de plaje de calcit secundar, conţine uneori incluziuni de amfiboli. Hornblenda brună este parţial substituită cu clorit, opacit şi prin ace de actinolit. Frecvent, în rocă se întîlnesc diseminate rare cristale complet substituite cu calcit, clorit şi serpentină la care însă deseori se mai păstrează contururile cristalografice ale olivinei. Uneori, actinolitul apare abundent în masa rocii.

În cadrul wildflyschului au fost găsite blocuri de brecii (pl. I, fig. 2 şi 4) constituite din fragmente de roci eruptive, prinse într-un ciment de calcit. Fragmentele de roci au dimensiuni foarte variabile şi contururi intens corodate. Uneori, ele sînt îmbrăcate în benzi subţiri de calcit, care trădează o depunere iniţială coloidală. Fragmentele de roci eruptive sînt constituite din baghete de feldspat parţial cloritizate, prinse într-o pastă sticloasă, în mare parte opacitizată şi cloritizată, plină de amigdale mărunte umplute cu clorit, calcit şi uneori cu sticlă. În interiorul amigdalelor se disting uneori depuneri concentrice de minerale secundare cu caracter coloidal. Calcitul, relativ abundent, apare ca mineral de substituţie în masa fragmentelor de roci eruptive şi ca principal mineral participant la cimentul breciei. Se observă clar în aceste roci fenomenul de reacţie care a avut loc între fragmentele de roci eruptive, bazaltice şi cimentul în care au fost prinse.

Cercetările efectuate în ultimul timp în Munţii Perşani (4) au pus în evidenţă ofiolite alohtone sub formă de corpuri şi blocuri încorporate în cadrul depozitelor de wildflysch barremian — apţian inferioare şi lambouri dispuse tectonic peste aceste depozite.

Regiunea cercetată de noi este situată la circa 100 km nord de zona Munţilor Perşani, menţionată mai sus, şi la circa 75 km sud de Munţii Rarăului, unde se cunosc roci alohtone bazice comparabile cu cele din Munţii Perşani şi din regiunea Dămuc. Totodată, în cadrul extremităţii de vest a Carpaţilor Meridionali şi a zonei cristalino-mezozoice a Carpaţilor Orientali, cercetările efectuate au pus în evidenţă pînă în valea Ţibăului numeroase dykeuri şi corpuri mici de roci bazice.

Răspîndirea mare sub formă de dykeuri, corpuri şi elemente alohtone în cadrul wildflyschului barremian — apţian inferior din Carpaţii Orientali demonstrează că cutările kimmerice, care au fost puse în evidenţă în Munţii Apuseni şi care au fost însoţite de numeroase mase de magmatite iniţiale, se recunosc şi în alte unităţi ale Carpaţilor româneşti, începînd din extremitatea de est a Carpaţilor Meridionali (7), (8), (9), pînă în nordul Carpaţilor Orientali, în bazinul văii Ţibăului (1), (3), (5).

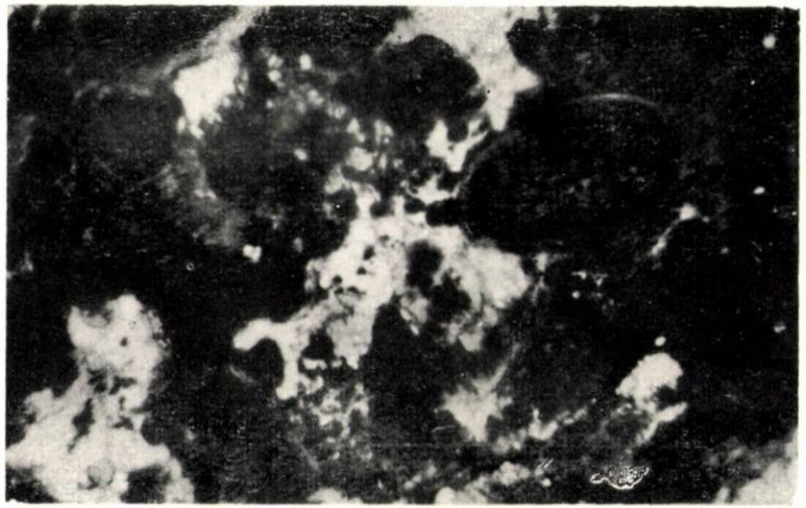


Fig. 1 — Spilit cu textură amigdaloidă. Pîrîul Piciorului (N +, × 10).

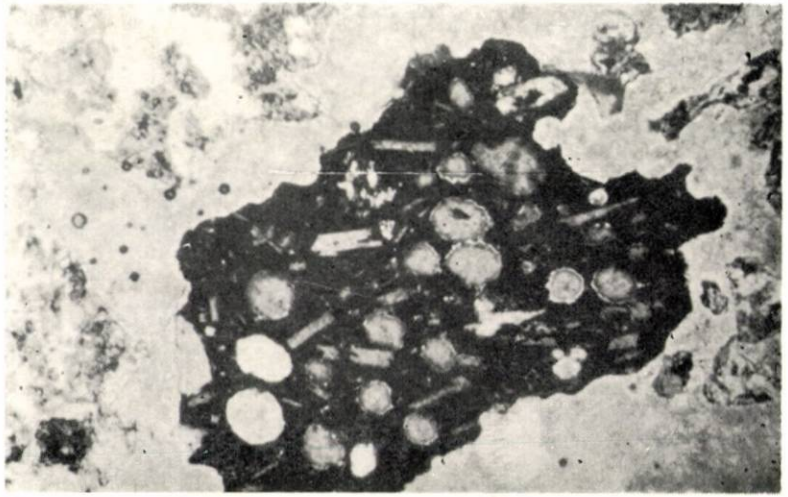


Fig. 2. — Fragmente de bazalte cimentate cu calcit. Pîrîul Strungii (N | |, × 100).

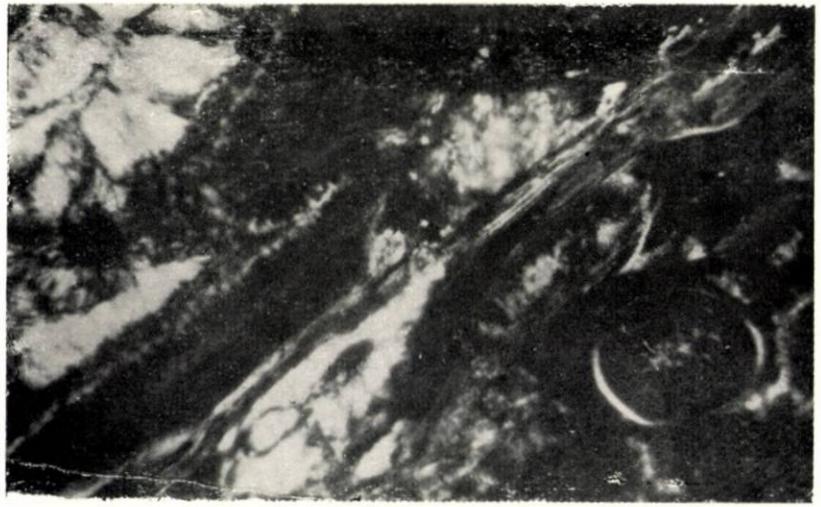


Fig. 3. — Spilit cu textură amigdaloidă cu masa de bază opacizată și cloritizată. Pîrîul Piciorului (N+, × 10).

Fig. 4. — Fragmente de bazalte cimentate cu calcit. Pîrîul Piciorului (N+, × 10).

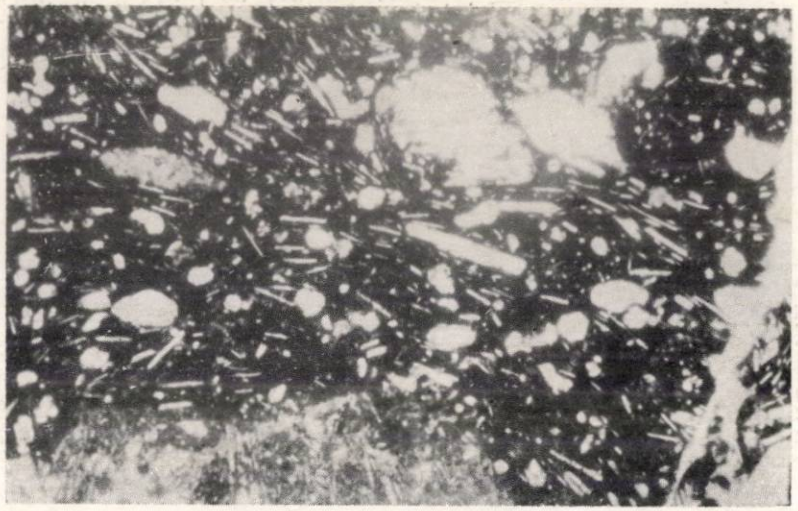


Fig. 5. — Anamesit cu structură fluidalo-pilotaxitică. Pîrîul Piciorului (N+, × 10).

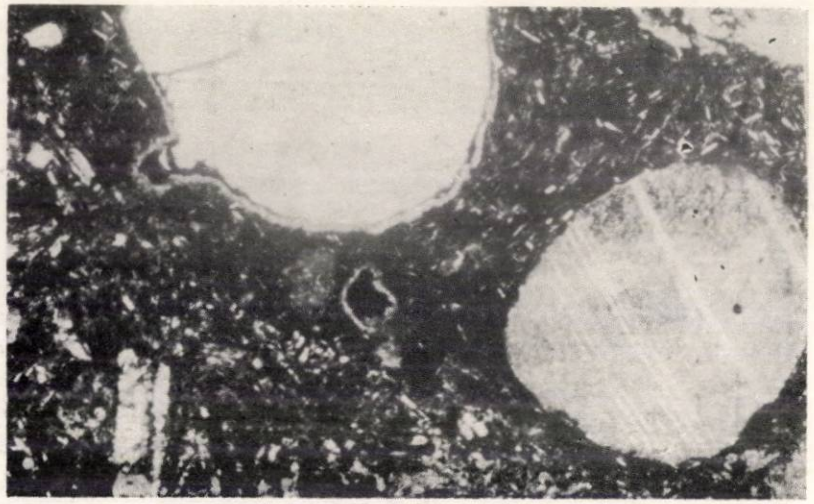


Fig. 6. — Anamesit cu amigdale umplute cu calcit. Pîrîul Strejii (N+, × 10).

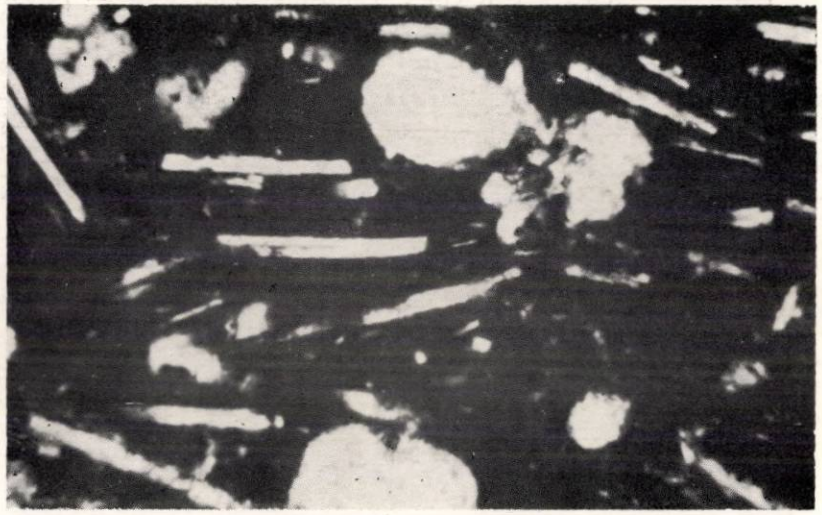


Fig. 7. — Anamesit cu structură fluidală și cu amigdale umplute cu calcit. Pîrîul Strungii (N+, × 10).

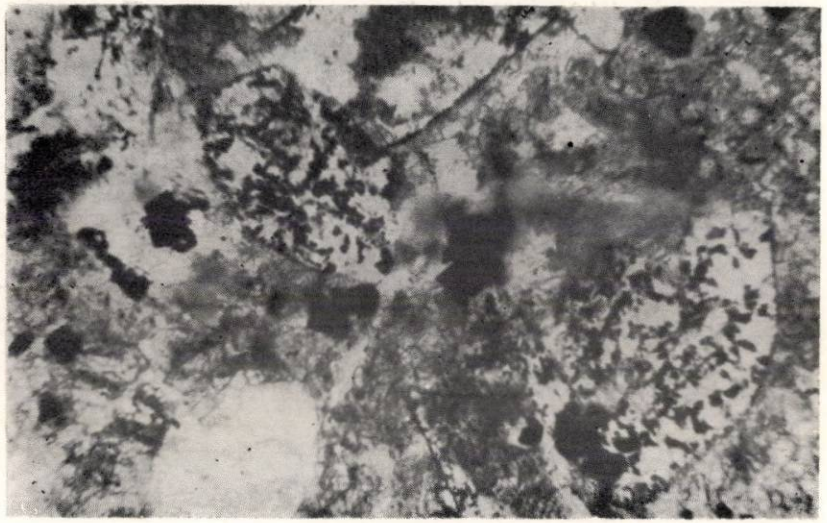


Fig. 8. — Gabbrou cu olivină. Pîrîul Piciorului (N||, × 100).

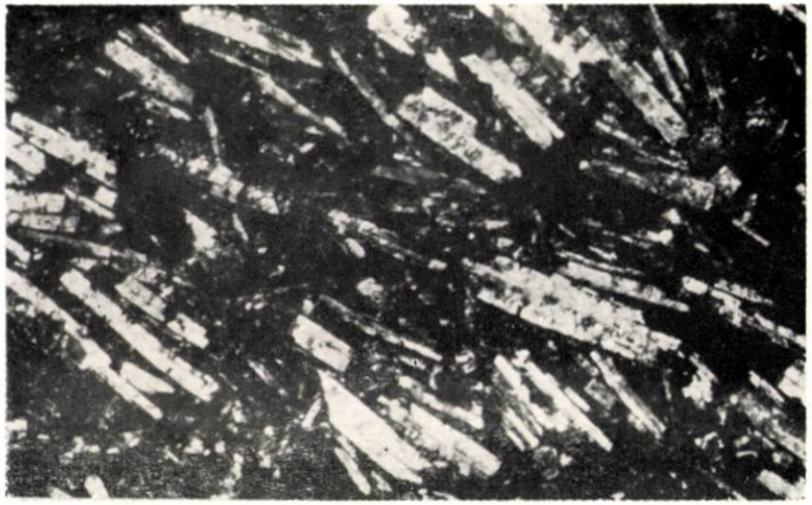


Fig. 9. — Dolerit. Pîrîul Strungii (N+, × 10).

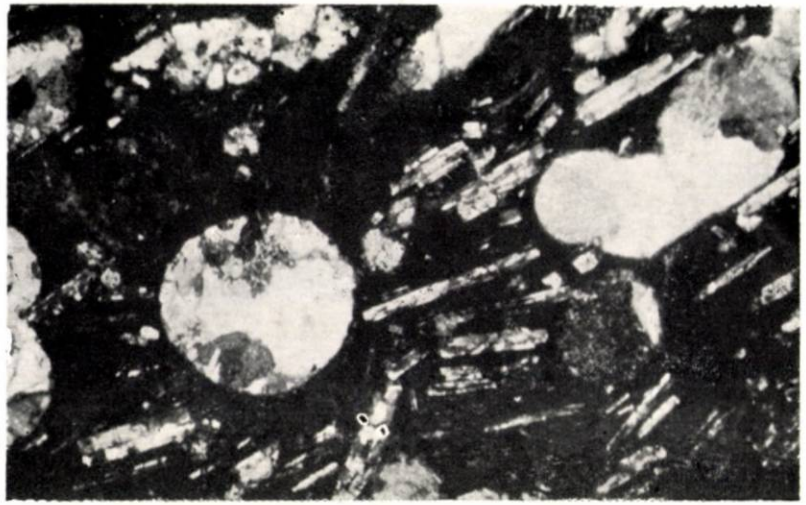


Fig. 10. — Dolerit cu amigdale umplute cu calcit. Pîrîul Strejii (N+, × 10).

Fig. 11. — Dolerit cu amigdale umplute cu calcit. Pîrîul Piciorului (N+, × 10).

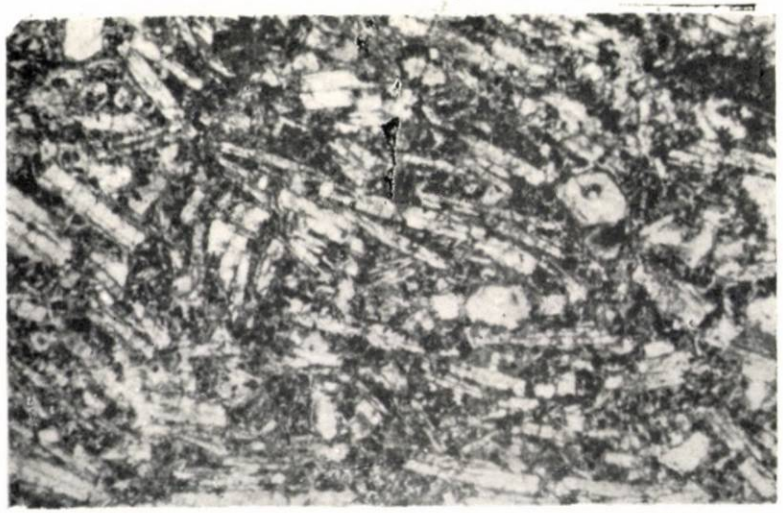


Fig. 12. — Dolerit. Pîrîul Strungii (N ||, × 10).

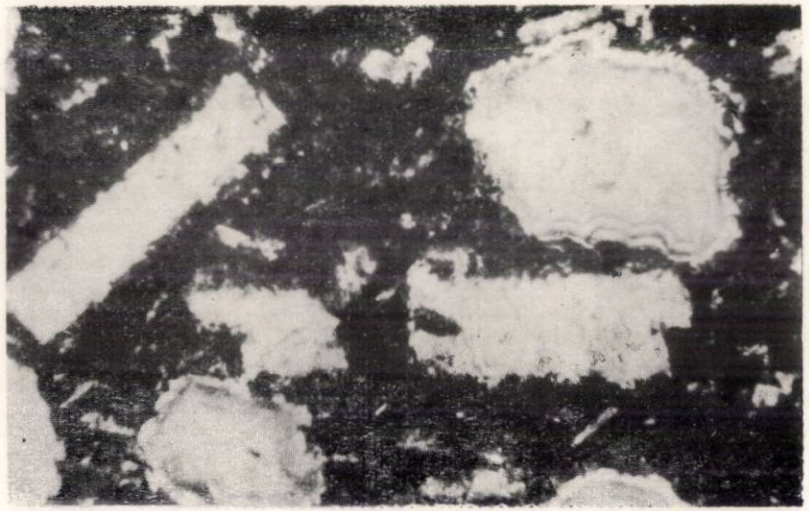


Fig. 13. — Dolerit cu amigdale umplute cu calcit. Pîrîul Piciorului (N+, × 10).

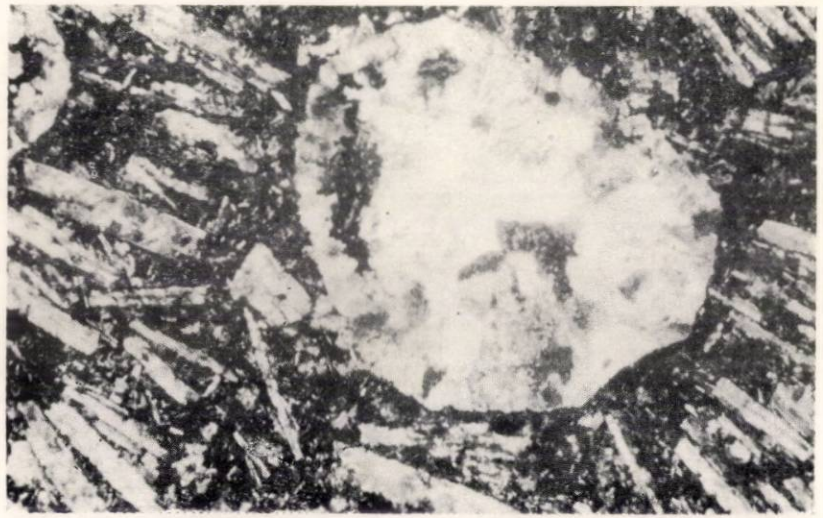


Fig. 14. — Dolerit cu amigdale umplute cu calcit. Pîrîul Strejii (N+, × 10).

Fig. 15. — Dolerit cu amigdale umplute cu calcit. Pîrîul Strungii (N+, × 10).

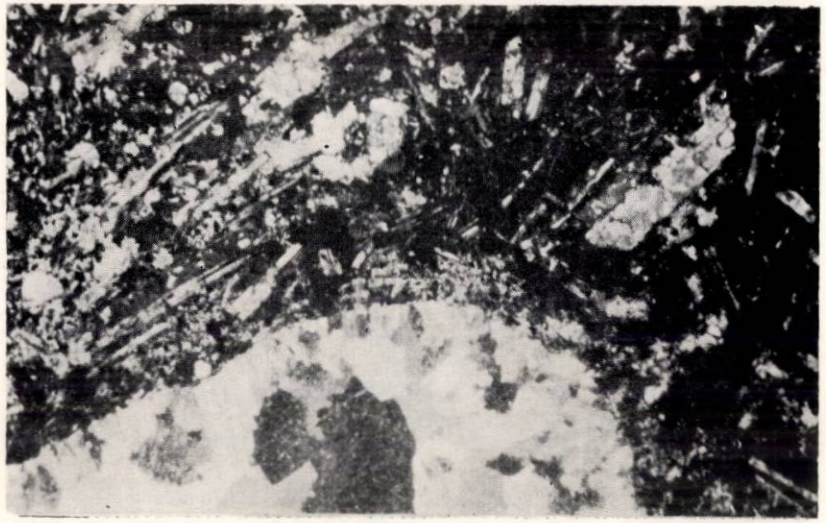


Fig. 16. — Dolerit cu amigdale umplute cu calcit. Pîrîul Piciorului (N+, × 10).

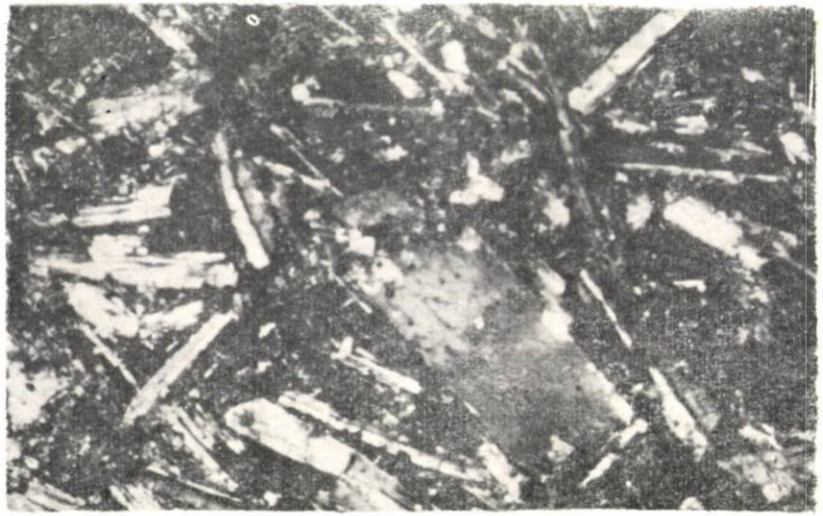


Fig. 17. — Gabbrou. Pîrîul Piciorului (N+, × 10).

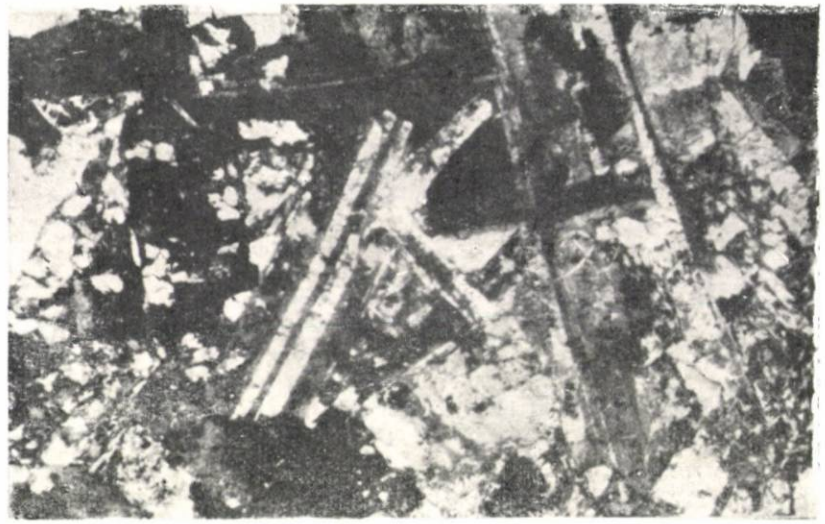


Fig. 18. — Gabbrou. Pîrîul Strungii (N+, × 100).

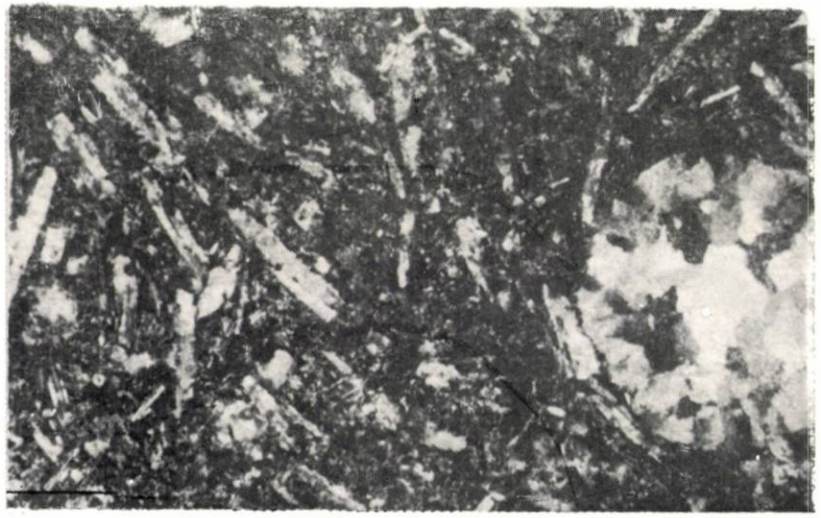
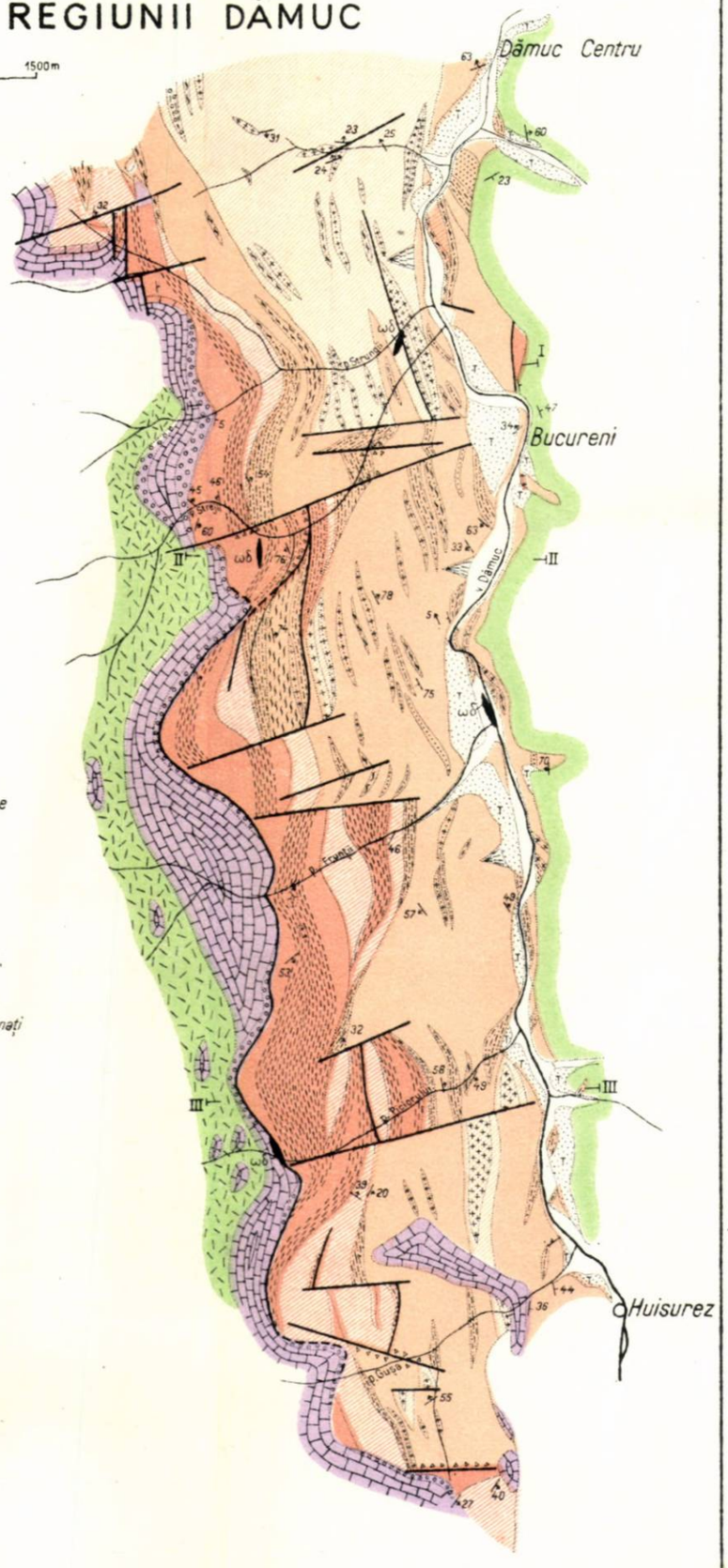


Fig. 19. — Dolerit cu amigdale umplute cu calcit. Pîrîul Piciorului (N+, × 10).

Fig. 20. — Gabbrou. Pîrîul Piciorului (N+, × 10).

HARTA STRATIGRAFICĂ A REGIUNII DĂMUC



LEGENDA

ROCI SEDIMENTARE

- Cuaternar — 1) Aluviuni. 2) Conuri de dejecție. 3) Terase
- Barremian - aptian inf. — Wildflysch cu elemente alohtone de roci bazice
- Hauterivian - valanginian — Marne calcaroase (strate de Sinaia)
- Werfenian — superior — Calcare dolomitice
- Werfenian — inferior — Conglomerate

ROCI ERUPTIVE

- ωδ — Anamesite, bazalte

ROCI CRISTALINE

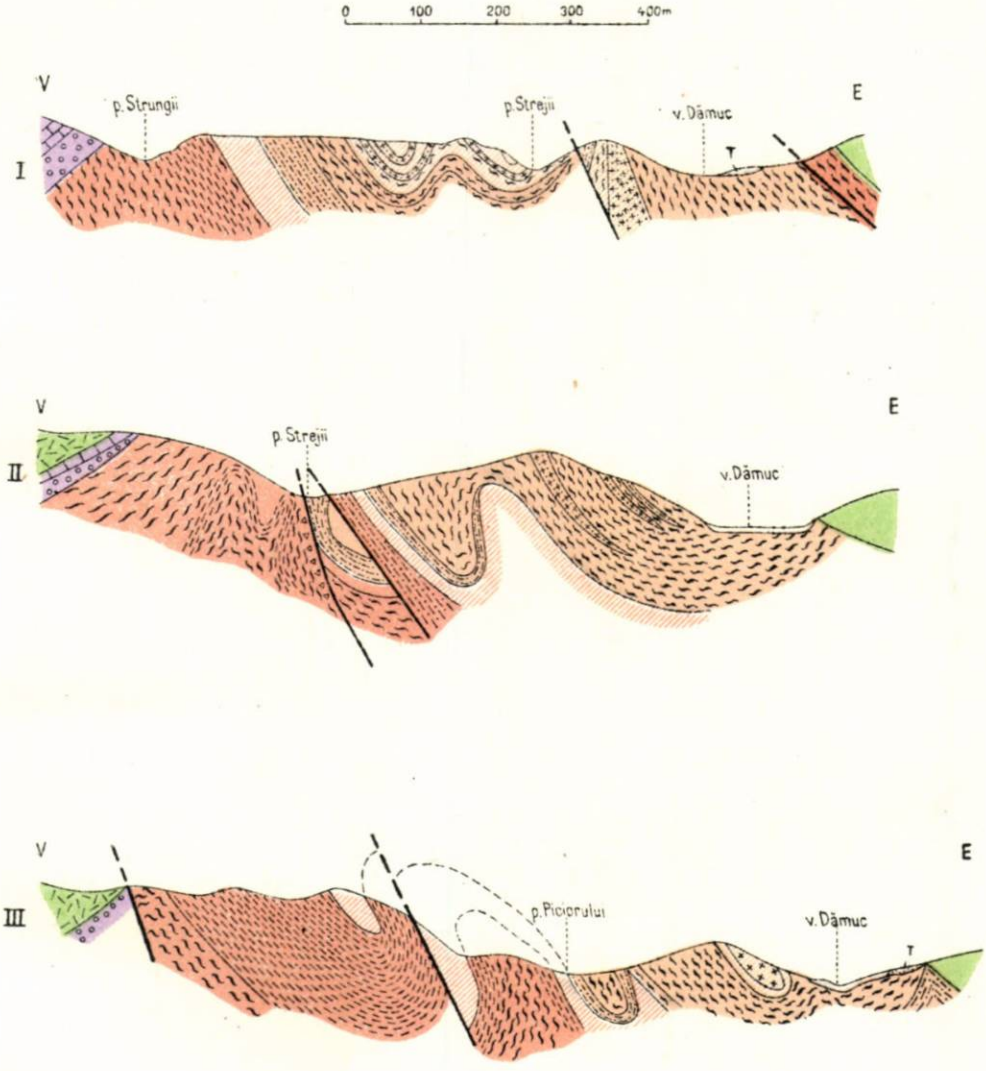
Seria epimetamorfică
- Complexul II (mediu) — Șisturi clorito-sericitoase, șisturi cuarțito-clorito-sericitoase; Șisturi clorito-sericito-grafitoase; Șisturi cloritoase cu porfiroblaste de albit; Halleflinta; Porfiroide; Șisturi clorito-sericitoase, b) Porfiroide de tip Pietrosu
- Complexul I (inferior) — Șisturi cuarțitice cu albit; Șisturi clorito-sericito-grafitoase a) Cuarțite negre; Șisturi verzi cu epidot, actinot și calcit

Seria mezometamorfică
- Complexul superior — Gnaise muscovitice, gnaise oculare, gnaise cu muscovit și biotit, gnaise cloritoase
- Complexul inferior — Cuarțite cenușii muscovito-biotitice, cuarțite negre cu biotit; Micașist cenușiu muscovito-biotitic, micașist cenușiu cu granați a) Amfibolit; Micașist muscovito-biotitic, micașist muscovitic cu granați

- Brecie tectonică
- Falie
- Foliație (25)
- Stratificație (45)
- Liniație
- Secțiune geologică

Fig. 21

SECȚIUNI GEOLOGICE ÎN REGIUNEA DĂMUC



LEGENDA

ROCI SEDIMENTARE

- Cuaternar — Aluviuni; terase
- Barremian - aptian inf. — Wildflysch cu elemente alohtone de roci bazice
- Hauterivian-valanginian — Marne calcaroase (strate de Sinaia)
- Werfenian: superior — Calcare dolomitice
- Werfenian: inferior — Conglomerate

ROCI CRISTALINE

- Seria epimetamorfică — Complexul II (mediu) — Șisturi clorito-sericitoase, șisturi cuarțito-clorito-sericitoase; Șisturi clorito-sericito-grafitoase; Porfiroide; Șisturi clorito-sericitoase. a) Porfiroide de tip Pietrosu
- Seria epimetamorfică — Complexul I (inferior) — Șisturi clorito-sericito-grafitoase; Șisturi verzi cu epidot, actinot și calcit
- Seria mezo-metamorfică — Complexul superior — Gnaise muscovitice, gnaise oculare, gnaise cu muscovit și biotit, gnaise cloritoase
- Seria mezo-metamorfică — Complexul inferior — Cuarțite cenușii muscovito-biotitice, cuarțite negre cu biotit; Micașist cenușiu muscovito-biotitic, micașist cenușiu muscovitic cu granați; Micașist muscovito-biotitic, micașist muscovitic cu granați

- Brecie tectonică
- Falie

Fig 22

Avînd în vedere asemănarea depozitelor de wildflysch cu elementele alohtone de roci bazice din Munţii Perşani (10), Munţii Bicazului şi Munţii Rarăului, considerăm că aceste depozite au avut iniţial o dezvoltare largă în Carpaţii Orientali.

TECTONICA ŞI MICROTECTONICA REGIUNII

În regiunea Dămuc, formaţiunile cristaline formează o serie de cute orientate în general nord-sud. În timpul cutărilor kimmerice au luat naştere o serie de falii direcţionale de profunzime, care au devenit căi de acces pentru punerea în loc a dykeurilor de anamesite şi bazalte triasice şi a rocilor bazice din care provin blocurile alohtone de roci eruptive din cadrul wildflyschului barremian — apţian inferior.

Măsurătorile de liniaţii de orientare a mineralelor micacee au pus în evidenţă ridicarea axială generală a cristalinului spre sud cu o afundare bruscă a formaţiunilor cristaline, în sudul regiunii, sub depozitele sedimentare.

În cadrul seriei epimetamorfice, în funcţie de competenţa nivelelor de roci au luat naştere cute de amplitudini diferite. Astfel, rocile mai dure, competente, de tipul cuarţitelor negre, porfiroidelor, şisturilor cuarţito-clorito-sericitoase au format cute largi cu amplitudini care depăşesc frecvent ordinul zecilor de metri, în timp ce nivelele mai subţiri de şisturi clorito-sericitoase au format cute mult mai strînse, de ordinul metrilor, decimetrilor şi centimetrilor.

Studiul fisurilor din diferite puncte ale regiunii a pus în evidenţă existenţa unui sistem paralel cu direcţia generală a structurii (fisuri h. o. l.) şi un al doilea sistem de fisuri, aproape perpendicular pe structură (fisuri a. c.).

O parte din fisuri au fost reluate în timpul cutărilor kimmerice şi transformate în falii direcţionale (falii h. o. l.).

Mişcări tectonice mai noi au dus la reactivarea faliilor h. o. l. şi la transformarea fisurilor şi clivajelor a. c. în falii transversale, care au dus la decroşarea şi compartimentarea formaţiunilor cristaline şi a depozitelor sedimentare.

BIBLIOGRAFIE

1. Atanasiu I., *Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheşului*, An. Inst. geol. Rom., 1928, **XIII**.
2. Băncilă I., *Présentation sommaire de la carte géologique des environs de Cheile Bicazului, rédigée par I. Atanasiu*, Ann. Com. géol., 1958, **XXIV–XXV**.
3. Buţureanu V. C., *Etudes pétrographiques et chimiques sur les roches éruptives du district de Suceava*, Ann. Sci. Univ. Jassy, 1899, **VIII**, *1* şi *2*.
4. Cioflica G., Patrulius D., Ionescu Jeana şi Udubaşa G. G., *Ofiolitele alohtone triasice din Munţii Perşani*, St. şi cerc. geol. geofiz., geogr., Seria geologie, 1965, **10**, *1*.
5. Ianovici V. şi Ionescu C., *Structura şi stratigrafia şisturilor cristaline din regiunea Izvoa-rele-Ţibăului — valea Coşna (Carpaţii Orientali)*, St. şi cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie, 1966, **11**, *1*.
6. Ianovici V., Dimitriu Al. şi Ionescu C., *Studiul geologic şi geochimic al zăcămintelor de mangan Dadu şi Coşna (Carpaţii Orientali)*, St. şi cerc. geol. geofiz. geogr., Seria geologie, 1966, **11**, *1*.

7. Manilici V., *Studiu petrografic al rocilor eruptive mesozoice din reg. Poiana Mărului — Șinca Nouă*, An. Com. geol., 1956, **XXIX**.

8. Manilici V. u. Vîlceanu P., *Beiträge zum Studium der Efusivgesteine des Codlea-Beckens*, Congresul V al Asociației carpato-balcanice, Secția I, Mineralogie-petrografie, București, 1961.

9. Manilici V. și Vîlceanu P., *Contribuții la studiul rocilor efusive din Bazinul Codlea*, St. și cerc. geol., 1962, **7**, *3—4*.

10. Patrulius D., *Le wildflysch et les olistolithes des Monts Perșani*, VIème Congrès Assoc. géol. Carpato-Balkanique, Varsovie-Cracovie, 1963 (Résumés des communications).

Institutul de geologie și geografie
al Academiei Republicii Socialiste România
și
Comitetul de Stat al Geologiei.

Primită în redacție la 14 aprilie 1966.

CARACTERELE STRUCTURALE ȘI MINERALOGICE ALE COMPLEXELOR FILONIENE DE LA MĂGURA — TROIȚA (MUNȚII METALIFERI)

DE

G. CIOFLICA, R. JUDE și G. G. UDUBAȘA

553(05)

Filoanele de sulfuri metalice și aurifere de la Măgura—Troița urmăresc îndeaproape distribuția în spațiu a unor corpuri vulcanice compuse, dykeuri și stîlpi de andezite de Făerag (panonian). Complexele filoniene au orientări oarecum similare. Mineralizația de sulfuri metalice este concentrată de regulă la interiorul unei zone preponderent aurifere. Caracterul poliascendent al soluțiilor hidrotermale este trădat prin existența a trei faze de depunere : în prima fază au apărut principalele mineralizații de sulfuri metalice și aurifere ; în a doua fază se remarcă parageneze cu caracter pronunțat cuprifer ; în a treia fază se întîlnesc sulfosăruri de plumb și stibiu, sulfuri simple, sulfați și carbonați. În ansamblu, mineralizația are un caracter mezo-epitermal.

SCURTĂ CARACTERIZARE GEOLOGICĂ

Într-o lucrare anterioară, unii dintre noi (1) au arătat că molasa miocenă din bazinul Brad—Săcărîmb, care constituie o unitate bine individualizată, este alcătuită din complexul pietrișurilor de Almașul-Mare (helvețian terminal) și complexul vulcanogen-sedimentar (tortonian). Pe această unitate stau discordant curgeri de andezite și dacite (sarmato—panoniene) care reprezintă de fapt masa principală de vulcanite neogene.

În regiunea Măgura—Troița, situată la vest de Săcărîmb, o largă dezvoltare prezintă complexul pietrișurilor de Almașul-Mare, care stă pe un paleorelief format în calcarele de Stramberg și ofiolite jurasice (fig. 1). Complexul vulcanogen-sedimentar a fost aproape complet înlăturat de eroziune ; unele apariții reduse ca extindere se întîlnesc totuși la Măgura.

St. și cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie t. 11 nr. 2 p. 389—401 București 1966

Cu o dezvoltare mai largă, acest complex a fost identificat în estul regiunii, la Hondol[1], precum şi la nord de Runcu, în zona Trestia—Hărţăgani (1).

O răspîndire relativ redusă prezintă riodacitele de Băiţa, considerate de vîrstă helveţian terminal.

Riodacitele de Băiţa sînt constituite din fenocristale de feldspat plagioclaz (oligoclaz-andezin) şi cuarţ corodat, prinse într-o masă fundamentală vitrofirică sau microcristalină, cuarţo-feldspatică. Dintre transformările hidrotermale mai frecvente în riodacite sînt sericitizarea şi adularizarea.

La Troiţa, riodacitele se dezvoltă pe sub pietrişurile de Almaşul-Mare, prezentînd un caracter cvasitabular, şi sînt generate de centrul eruptiv al Sfredelului (Băiţa). Tot cu aspectc vasitabular apar şi riodacitele de pe valea Dumbravelor, la est de vîrful Runcul; este foarte probabil ca ele să se extindă şi spre sud, pe sub masa de pietrişuri de Almaşul-Mare şi de andezite de Făerag. Pe riodacitele de la Troiţa şi din valea Dumbravelor stau tufite cu radiolari. Sub forma unor dykeuri, riodacitele de Băiţa se întîlnesc în Dealul Mialului şi în mina Troiţa, unde au fost urmărite pe o distanţă de aproape 1 km. Alte apariţii de riodacite se remarcă la N de vîrful Teascului şi în valea Făeragului.

Discordant pe complexul pietrişurilor de Almaşul-Mare stau produsele vulcanice mai tinere, reprezentate prin andezite de Făerag (panonian) şi piroclastitele asociate lor. Andezitul de Făerag se caracterizează prin asociaţia fenocristalelor de plagioclaz (40—63% An) cu hornblendă verde, uneori opacitizată, şi printr-o pastă felsitică sau microcristalină, mai ales în stîlpii vulcanici şi în dykeuri.

În general, andezitul de Făerag are o culoare cenuşie, cînd hornblenda verde îşi păstrează aspectul său normal. Între Măcieşul şi Teascul, andezitul prezintă o culoare violacee, în care hornblenda este complet opacitizată, cu nuanţă roşcată. Transformările hidrotermale sînt reprezentate prin propilitizări, sericitizări, silicifieri şi, sporadic, adularizări.

Masa principală a acestor vulcanite este constituită din curgeri de lavă, generate în cea mai mare parte de aparatul vulcanic Făeragul şi, într-o măsură mai redusă, de cele de la est de Troiţa. În baza acestor curgeri andezitice sau ca intercalaţii apar cinerite fine şi aglomerate andezitice.

Curgerile andezitice sînt străbătute de coloane formate din brecii vulcanice, uneori intens silicifiate (vîrful Măceşului).

Elementele acestor brecii sînt reprezentate prin fragmente colţuroase de andezite violacee cu hornblendă resorbită, subordonat roci ofiolitice şi cuarţ detritic provenit din pietrişurile de Almaşul-Mare; uneori intervin şi fragmente de marne, rupte din fundament. Aceste coloane de brecii apar în Dealul Măceşului, Dealul Teascului şi în cursul superior al văii Troiţei, unele fiind deschise prin lucrări miniere pe o înălţime de circa 200 m (fig. 2).

Masa de brecii din Dealul Măceşului şi Dealul Teascului este străbătută de stîlpi de andezite, rezultînd astfel corpuri vulcanice compuse.

[1] R. Jude, *Raport asupra prospecţiunilor din zona Trestia—Hondol*, Arh. Inst. geol., 1960.

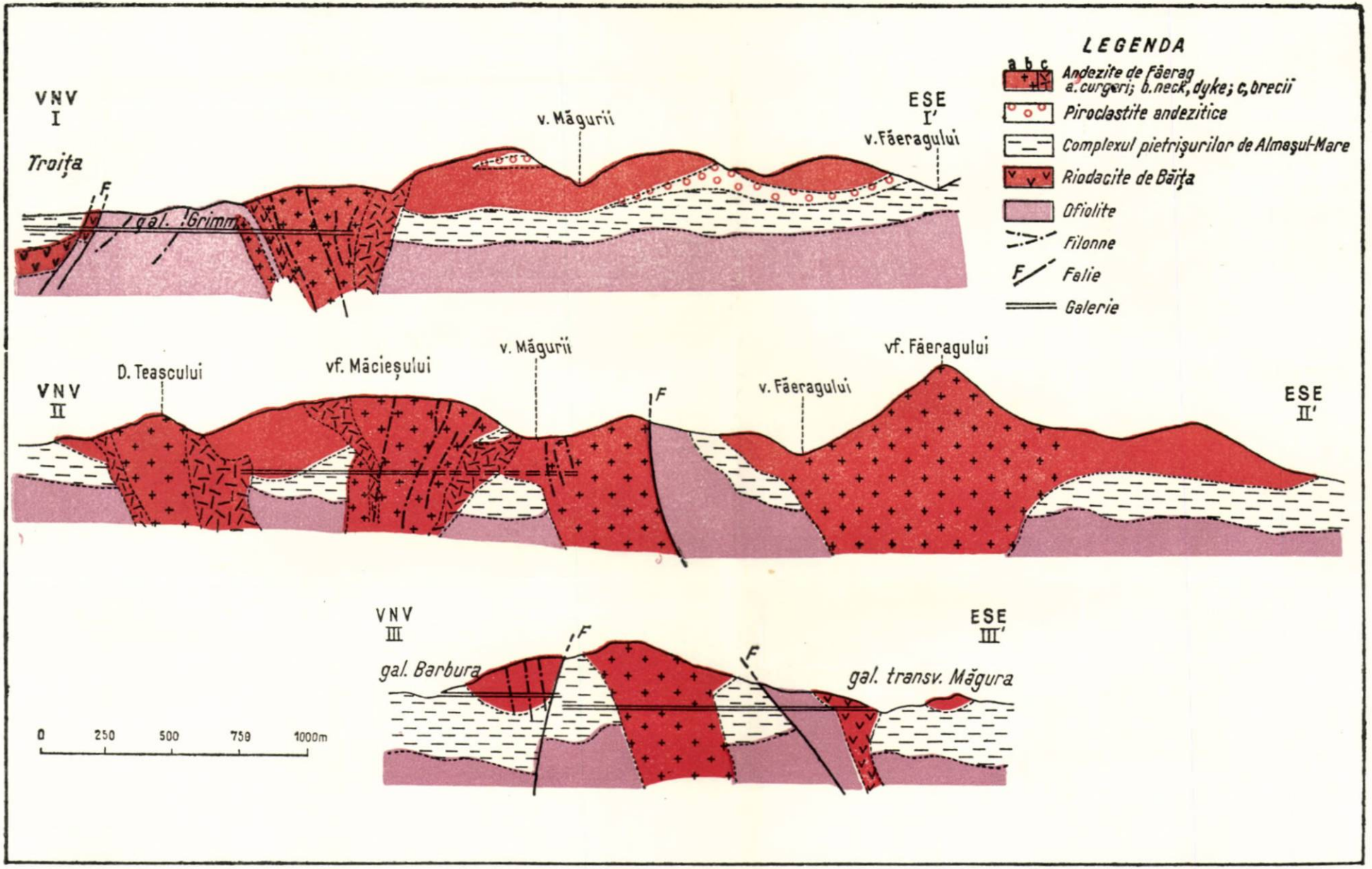
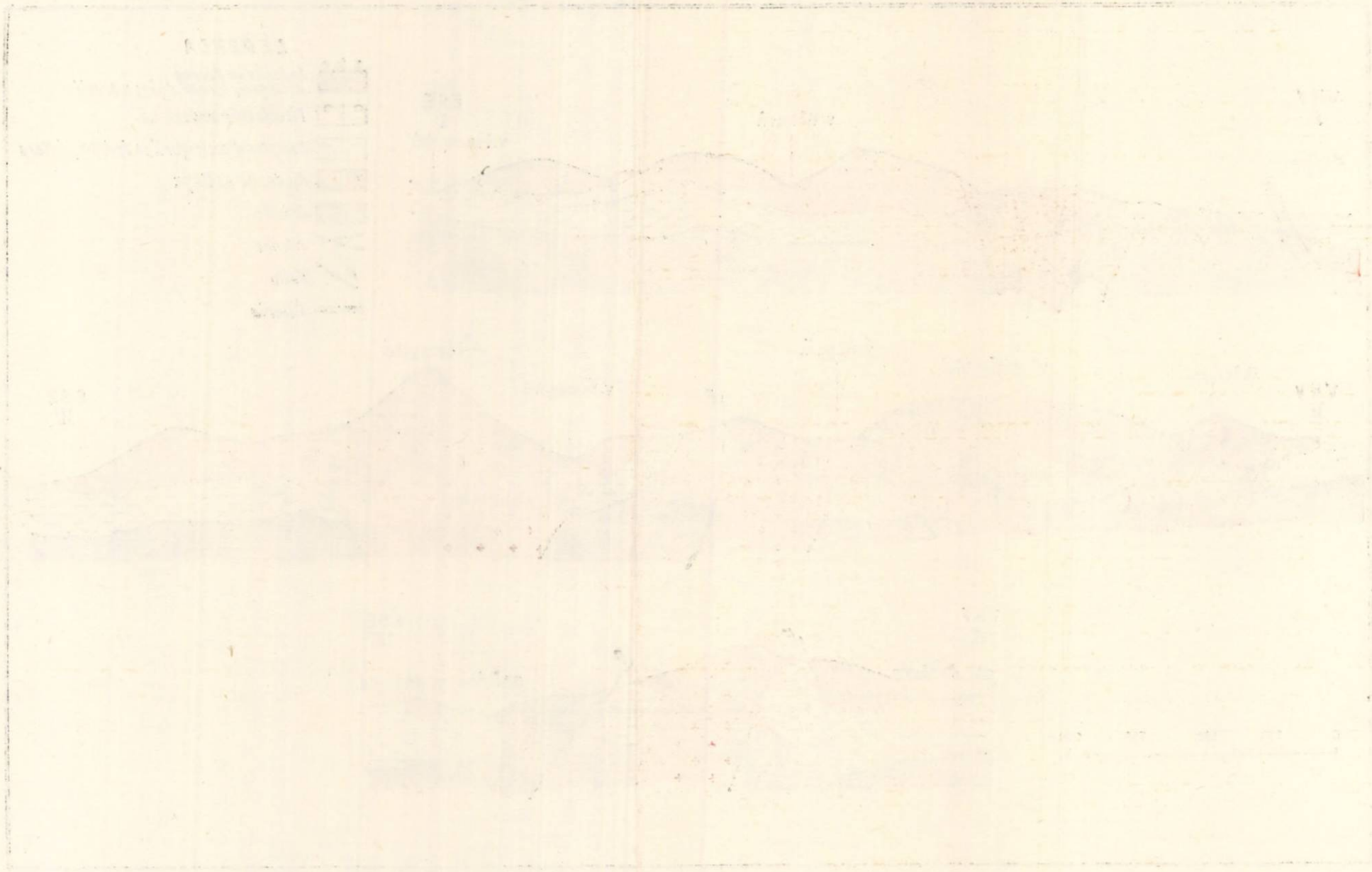


Fig. 2. — Secțiuni geologice în regiunea Măgura—Troița.



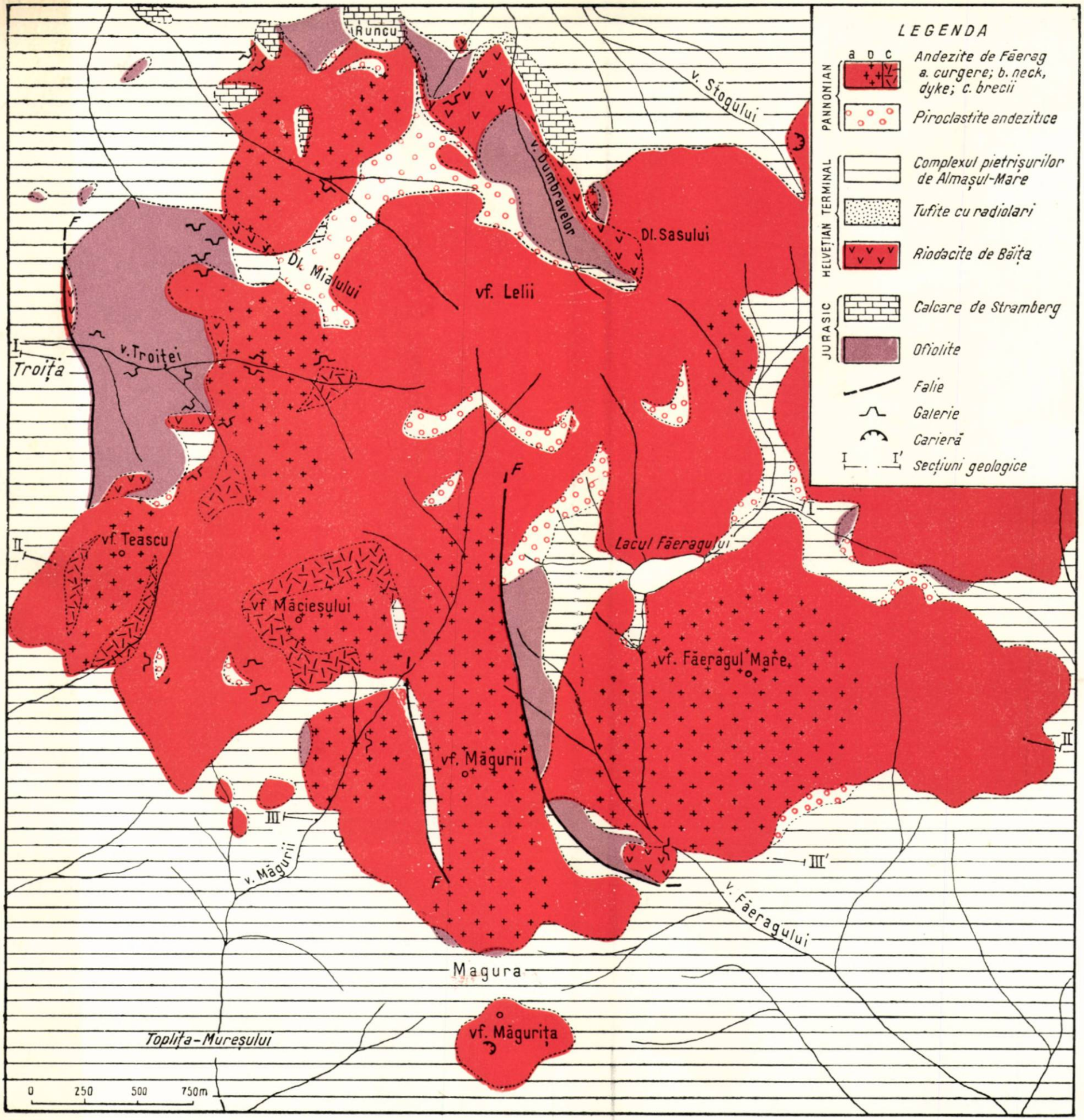


Fig. 1. — Harta geologică a regiunii Măgura — Troiţa

În Dealul Măgurii se remarcă un dyke de andezite de Făerag, orientat aproximativ N—S, care se dezvoltă pe o lungime de circa 2 km. În apropierea corpurilor vulcanice de la Troița, Măceșul și Măgura apar lame de andezite, localizate în ofiolite și în complexul pietrișurilor de Almașul-Mare.

Este de menționat și faptul că în Dealul Sasului se dezvoltă un andezit cu hornblendă verde, căreia i se asociază puțin biotit și cuarț. Acest andezit este generat de aparatul vulcanic din Dealul Stogul, situat mai la est.

Această structură cu roci vulcanice, aparent liniștită, este străbătută de o serie de fracturi orientate în general N—S, care au produs compartimentări și denivelări relative ale blocurilor. Unele corpuri de andezite sînt orientate oarecum paralel cu aceste linii tectonice. Mai mult, în partea vestică a regiunii, corpurile vulcanice se dispun pe un aliniament cu aceeași orientare, începînd din Dealul Runcului pînă la sud de Măceșul.

Din cele arătate mai sus rezultă că produsele vulcanice aparțin la două faze eruptive, separate între ele printr-un larg interval de timp. Primei faze îi corespund riodacitele de Băița care, împreună cu andezitul de Fața-Băii din bazinul miocen Zlatna—Almașul-Mare, ar reprezenta vulcanismul asociat mișcărilor stirice vechi (helvețian superior).

Lăsînd la o parte produsele vulcanice din complexul vulcanogen-sedimentar (piroclastite dacitice și andezitice, dacite de tip Cîinel și Draica, de vîrstă tortoniană,—vulcanism stiric nou), andezitele de Făerag aparțin unei faze mai tinere, sarmațian—panoniană. Andezitele de Făerag, ca și andezitele cuarțifere de Săcărîmb, andezitele cuarțifere de Sarcău, andezitele de tip Hondol, dacitele de Cetraș și andezitele cuarțifere de Știrba au fost puse în loc în panonian, fiind precedate de erupțiile sarmațiene de andezite de Barza și de andezite cuarțifere de Vălișoara.

CARACTERELE STRUCTURALE ALE FILOANELOR

După formarea structurilor vulcanice au apărut o serie de fracturi orientate în general N—S, care au jucat un rol important în evoluția tectonică a regiunii. Mineralizațiile s-au localizat pe astfel de fracturi sau pe sisteme de fracturi reîntinerite. Se remarcă, în acest sens, fracturi cu glauch slab piritizat, care au fost redeschise parțial și mineralizate sau traversate de filoane aparținînd fazei principale de mineralizare (grupul Măceșul) (fig. 3).

În regiunea Măgura—Troița se cunosc mineralizații cu caracter aurifer și de sulfuri metalifere, formînd filoane izolate sau grupuri de filoane. Cele mai importante grupuri de filoane sînt : Custura, Carolina, Măgura (Vîna Neagră, Abraham etc.), Măceșul, Pițiguș, Bolcana, Crengi, Emilia-Anton (fig. 4).

Aceste grupuri de filoane urmăresc îndeaproape corpurile de andezite, situîndu-se de regulă în zonele de contact sau la interiorul lor.

Orientarea filoanelor aurifere și de sulfuri metalifere oscilează în jurul direcției N—S, cu înclinări estice sau vestice de 60—80°.

În zona cu sulfuri polimetalice (Troița) există două filoane principale, Bolcana cu direcție N 30°V și filonul Pițiguș orientat aproximativ N—S. O frecvență mare au însă filoanele secundare orientate N 6°V cu în-

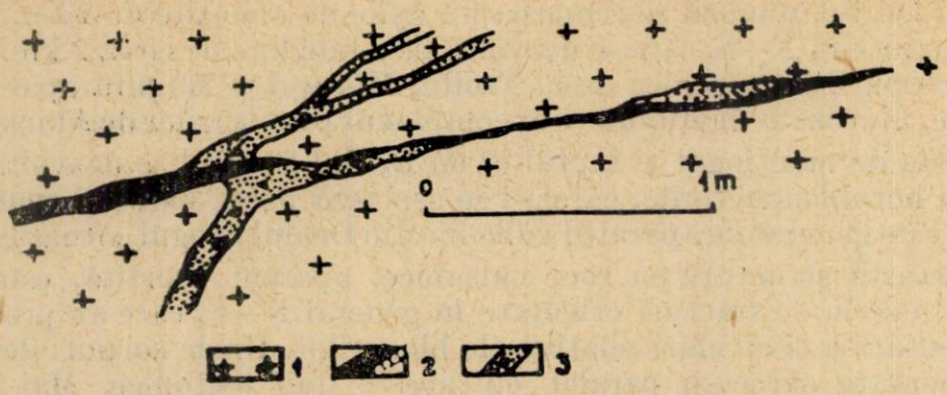


Fig. 3. — Fractură umplută cu glauch, traversată de un filon polimetalic.
1. Andezit; *2*, filon polimetalic; *3*, fractură cu glauch.

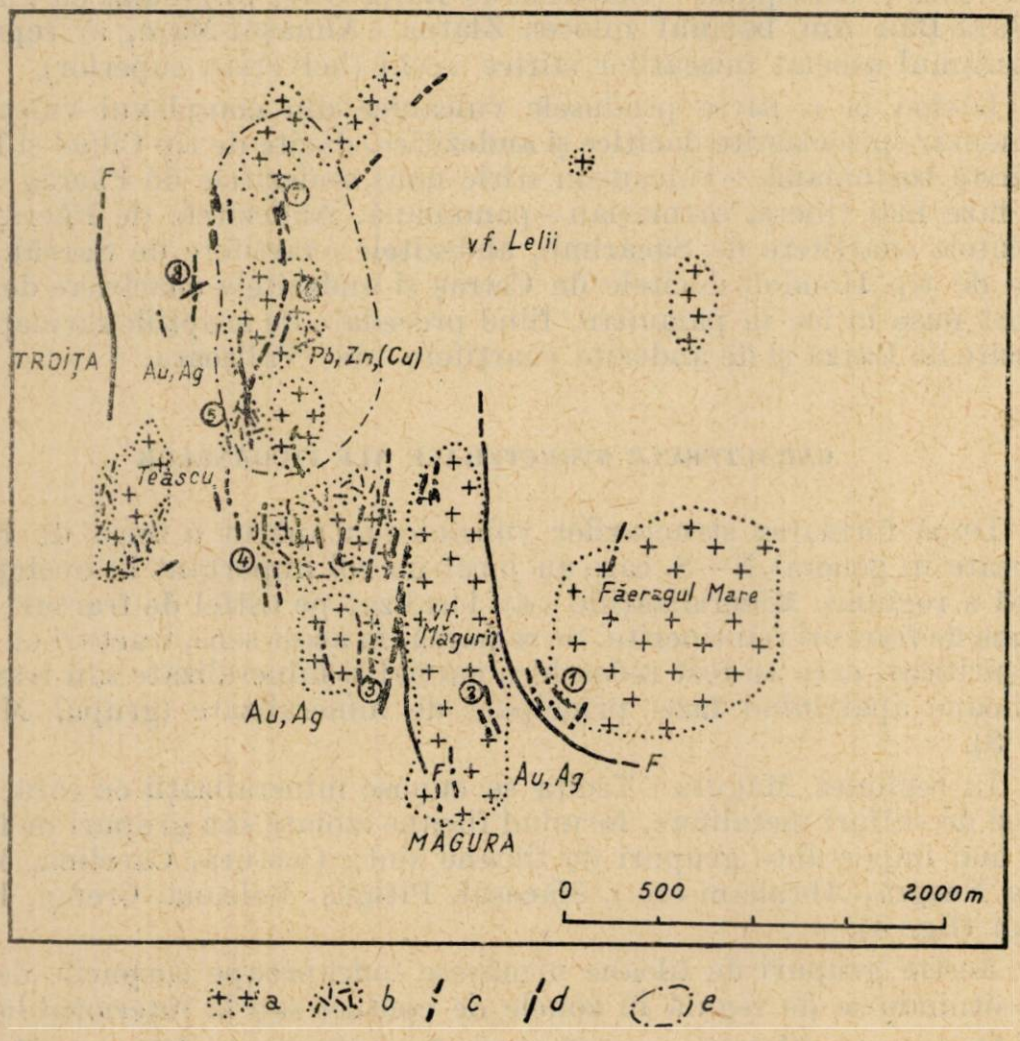


Fig. 4. — Modul de distribuire a filoanelor din regiunea Măgura — Troița, în raport cu corpurile eruptive și liniile tectonice princ pale.

a, Corpuri andezitice; *b*, brecii de explozie; *c*, filoane cu sulfuri metalice și filoane aurifere; *d*, linii tectonice; *e*, limita dintre zona cu sulfuri metalice și cea auriferă; *1*, grupul Custura; *2*, grupul Carolina; *3*, grupul Măgura; *4*, grupul Măcești; *5*, grupul Pițigușș; *6*, grupul Bolcana; *7*, grupul Crengi; *8*, grupul Emilia-Anton.

clinare de 76° E și, subordonat acestora, filoanele orientate N15°V/62°V (fig. 5).

În cadrul zonei cu mineralizații aurifere de la Măgura, filonul Vîna Neagră, mai important, are o orientare generală N10°E și înclină cu 70—80° spre est.

Din diagrama structurală (fig. 6) reiese că o frecvență mare au filoanele cu direcția N 20° E/60° V și mai redusă cele cu direcția N 2°V/62°E.

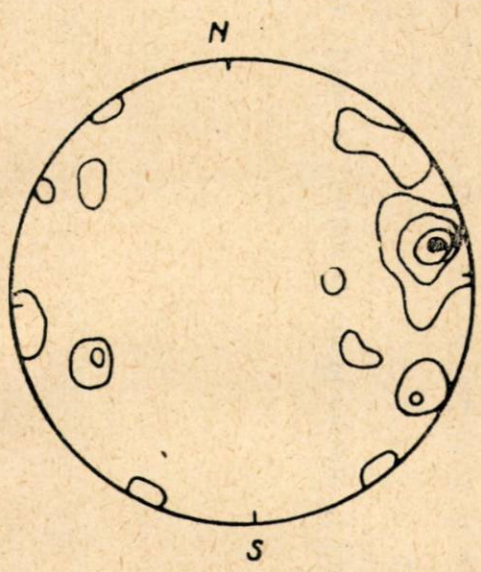


Fig. 5. — Diagrama orientării filoanelor cu sulfuri metalice din grupurile Bolcana și Pițiguș (Troița); 28 de măsurători: 25—17,8—10,7—3,5 %.

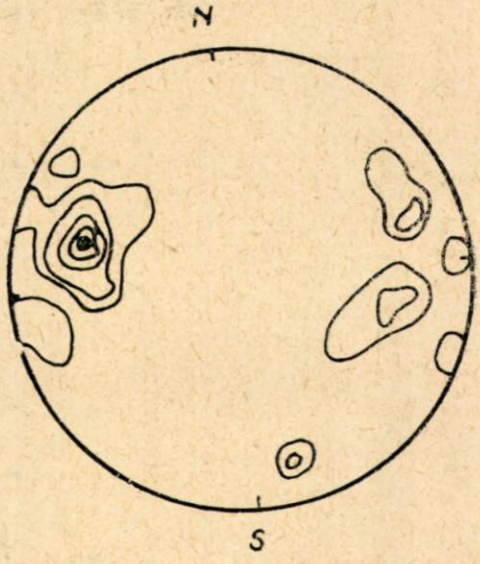


Fig. 6. — Diagrama orientării filoanelor aurifere din grupul Măgura; 23 de măsurători: 22—17—13—8,5—4 %.

Prin urmare, filoanele aurifere și cele de sulfuri metalifere din regiunea Măgura—Troița prezintă orientări oarecum similare. Există însă unele diferențe în ceea ce privește distribuția în spațiu a celor două tipuri de mineralizații: filoanele de sulfuri polimetalice sînt concentrate de regulă la interiorul unei zone preponderent aurifere.

În general, filoanele prezintă aspecte destul de variate. Se întîlnesc filoane simple, paralele, uneori anastomozate. O particularitate a acestor filoane este dată de tendința lor de ramificare, trecînd de la aspectul normal la o rețea deasă de filonașe, care apoi se regrupează luîndu-și caracterul normal (fig. 7).

De regulă, filoanele au dimensiuni reduse; filoanele cu sulfuri polimetalice prezintă în mod obișnuit grosimi ceva mai mari decît filoanele aurifere.

CARACTERE MINERALOGICE

Atît filoanele aurifere, cît și cele polimetalice se caracterizează prin parageneze relativ simple. Filoanele aurifere sînt constituite în mod preponderent din cuarț cenușiu cu impregnații sau cuiburi de sulfuri metalifere; aurul este diseminat în masa cuarțului. În filoanele polimetalice,

Fig. 7. — Aspecte morfologice ale filoanelor. *1*, Andezit ; *2*, minereu masiv de sulfuri ; *3*, cuarț ; *4*, geode.

sulfurile devin mai frecvente, ajungînd să predomine față de gangă, de asemenea cuarțoasă.

Structura minereului este în general grăunțoasă, de la aspecte fin granulare pînă la forme larg cristalizate. Mineralele au contururi idiomorfe, hipidiomorfe și allotriomorfe. Sînt frecvente structurile de coroziune; adeseori se remarcă substituția selectivă (de exemplu galena este substituită selectiv de tennantit).

Mineralele metalifere formează uneori impregnații, alteori agregate compacte, dînd texturi masive. Se remarcă deseori texturi paralele, compuse din benzi de cuarț alb și cenușiu care alternează cu benzi de sulfuri. În zona centrală a filoanelor se întîlnesc geode în care apar cuarț, pirită, baritină, plumozit, marcasită și, mai rar, blendă, galenă și stibină. Texturile brecioase sînt date de fragmentele de andezit sau de minereu, aparținînd unei generații anterioare, cimentate cu silice, marcasită, melnicovit și pirită. La acestea se adaugă și texturile colomorfe caracteristice asociației silice-melnicovit.

Au fost identificate următoarele minerale metalifere: pirită, mispichel, blendă, galenă, aur, calcopirită, tennantit, bornit, calcozină, marcasită, melnicovit, stibină și plumozit, ca minerale primare, și covelină, melanterit, limonit, malachit și azurit, ca produse secundare. Mineralele de gangă sînt reprezentate prin cuarț, baritină, gips și, subordonat, calcit.

Pirita are o frecvență relativ mare și se întîlnește ca indivizi idiomorfi, mai rar hipidiomorfi, cu dimensiuni variabile. Au fost identificate trei generații de pirită, care se deosebesc între ele și prin aspectul morfologic.

Prima generație de pirită prezintă forme de cub și de dodecaedru pentagonal. Cristalele au dimensiuni mai mari decît acelea ale piritei de ultimă generație. Apare ca incluziuni în alte sulfuri metalifere, este corodată de blendă (fig. 8) și substituită de galenă (fig. 9) tennantit (fig. 10).

Pirita din generația a doua, asociată cu mineralele de cupru are de obicei contururi hipidiomorfe și allotriomorfe. Împreună cu cuarțul, tennantitul și calcopirita ea se infiltrează în lungul fisurilor din blenda generației anterioare (fig. 11). De asemenea, corodează galena (fig. 12).

Ultima generație de pirită apare sub formă de cristale mărunte, depuse pe blendă, galenă și pe cuarțul de cristalizare tîrzie. Se asociază frecvent cu marcasita și maritina.

Mispichelul apare sporadic, atît în filoanele aurifere, cît și în cele de sulfuri metalifere. Formează agregate de indivizi idiomorfi încorporate în masa de cuarț cenușiu; uneori este substituit parțial de calcopirită.

Blenda se prezintă fie sub formă de cristale octaedrice, fie în agregate compacte, cînd este asociată intim cu galena, pirita și cu puțină calcopirită. Are o culoare galbenă de ceară și prezintă rareori dezamestecuri de calcopirită. Analizele spectrografice arată prezența Cd, Mn și Ga. Blenda corodează pirita I, la rîndul ei fiind corodată și substituită de calcopirită, tennantit (fig. 13) și de galenă (fig. 14).

Această primă generație de blendă este străbătută de filonașe de cuarț II, pirită II, calcopirită II și tennantit.

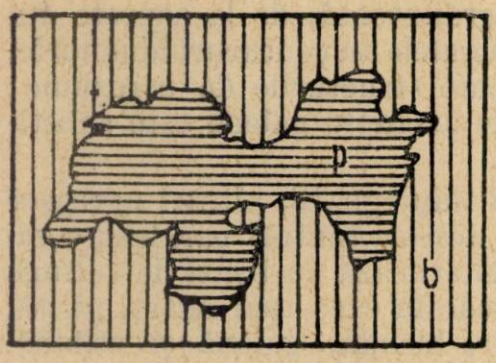


Fig. 8. — Pirită (*p*) corodată de blendă (*b*).

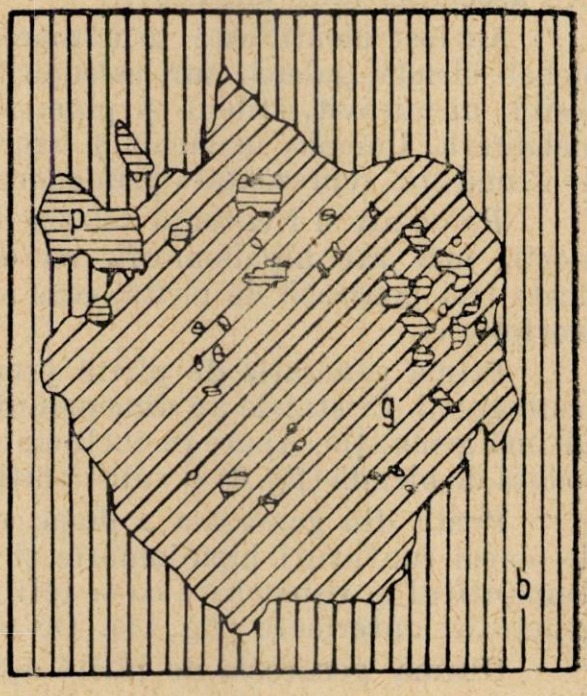


Fig. 9. — Pirită (*p*) substituită de galenă (*g*) și inclusă în blendă (*b*).

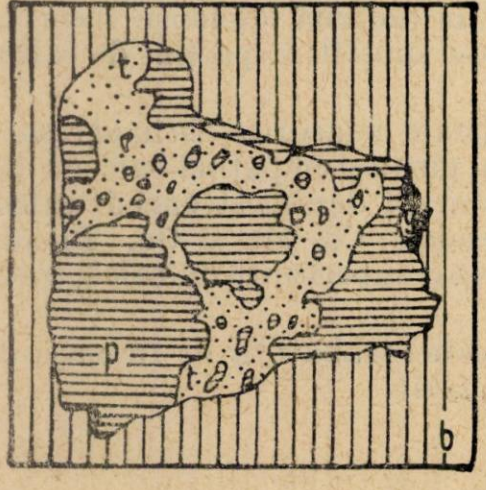


Fig. 10. — Pirită (*p*) substituită de tennantit (*t*) și inclusă în blendă (*b*) ; *g*, galenă.

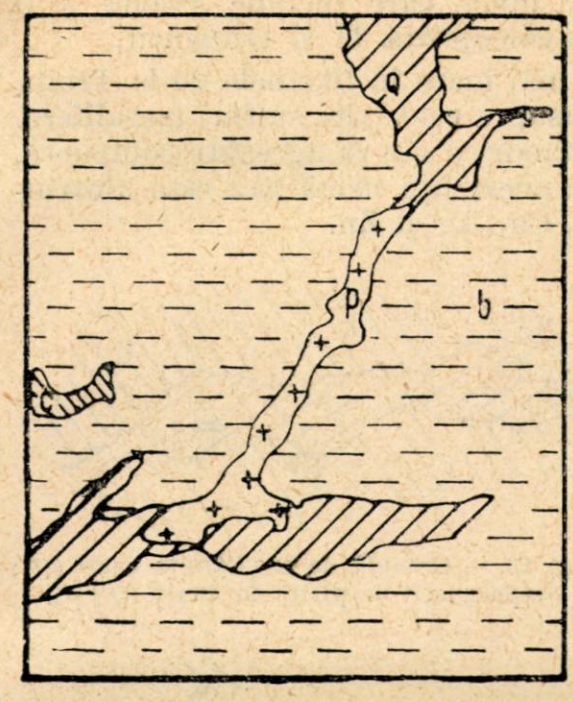


Fig. 11. — Infiltrații de pirită (*p*) și cuarț (*Q*) în blendă (*b*); *c*, calcopirită.

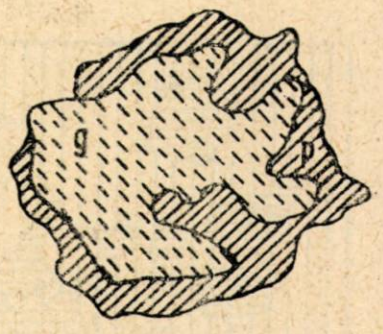


Fig. 12. — Galenă (*g*) corodată de pirită II (*p*).

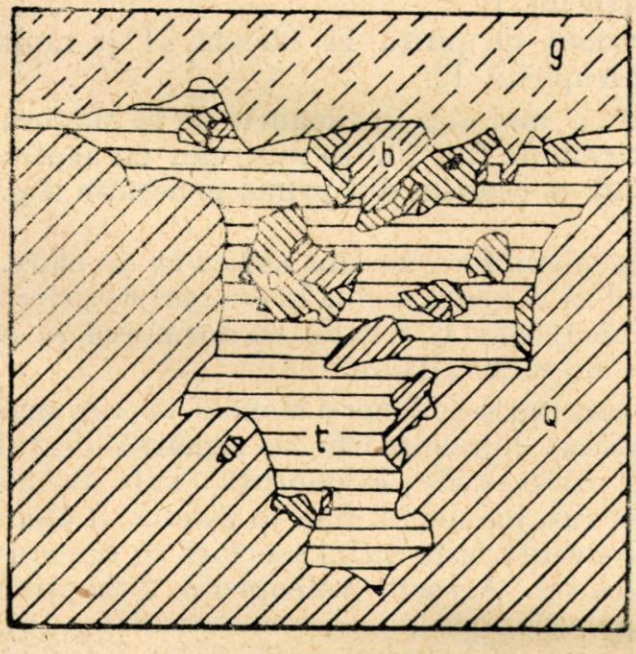


Fig. 13. — Blendă (*b*) substituită de calcopirită (*c*) și tennantit (*t*); *g*, galenă; *Q*, cuarț.

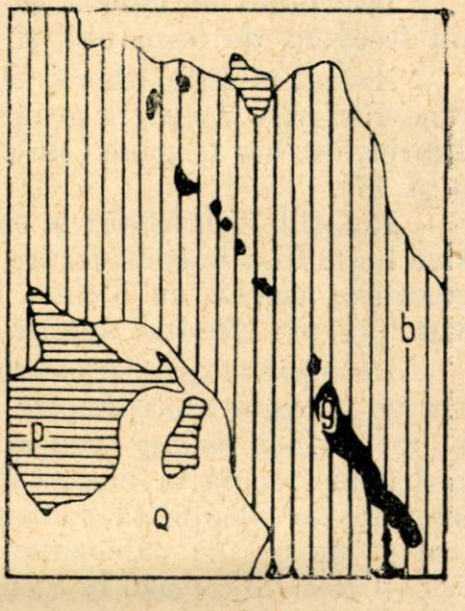


Fig. 14. — Blendă (*b*) substituită de galenă (*g*); *p*, pirită; *Q*, cuarț.

Există şi o blendă de generaţia a doua, care include galena şi o corodează (fig. 15); ea conţine plaje de calcopirită II şi tennantit.

Galena se găseşte într-o proporţie mai mare în filoanele de la Troiţa (Bolcana, Piţiguş) şi predomină uneori asupra celorlalte sulfuri metalifere. Apare sub formă de cristale cubice şi octaedrice sau ca agregate compacte, asociindu-se cu blenda şi calcopirita. În acest din urmă caz este alotriomorfă. Conţine ca elemente minore Sb, Cu, Ag şi Zn.

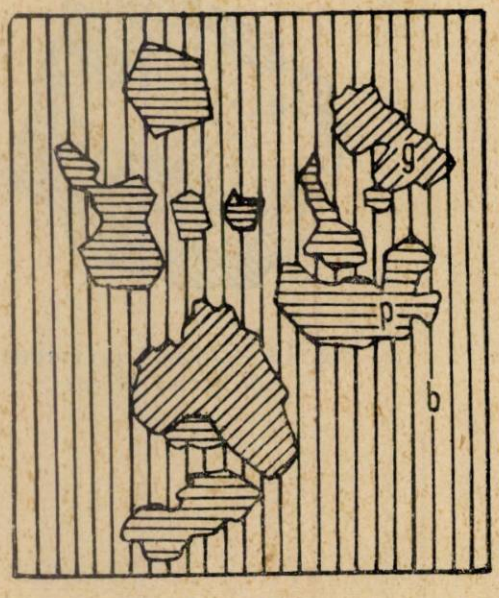


Fig. 15. — Pirită (*p*) idiomorfă şi galenă (*g*) corodată, incluse în blendă II (*b*).

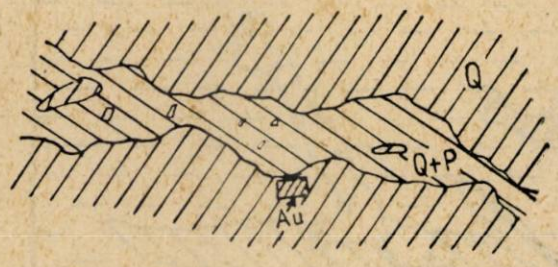


Fig. 16. — Granulă de aur (*Au*) în cuarţ (*Q*); impregnaţii de pirită în cuarţ (*Q*+*p*).

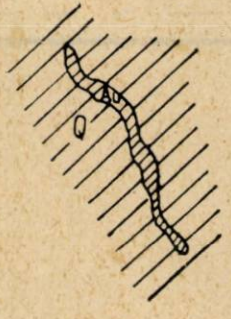


Fig. 17. — Aur filiform (*Au*) în cuarţ (*Q*).

Galena corodează şi substituie pirita şi blenda din prima generaţie. Rareori conţine incluziuni de calcopirită I.

La rîndul ei, galena este corodată de pirita II, blenda II şi mult mai frecvent de tennantit şi de calcopirită II.

Aurul, în stare liberă, se remarcă mai ales în filoanele de la Măgura (Vîna Neagră). Apare în granule extrem de fine (0,010 mm) sau cu aspect filiform, incluse în ganga de cuarţ alb şi cenuşiu din prima generaţie (fig. 16 şi 17).

Relaţiile dintre aur şi sulfurile metalifere nu sînt suficient de clare. Dacă luăm însă în considerare faptul că el apare inclus în cuarţul de prima generaţie, asociat cu blenda I şi calcopirita I, rezultă că formarea sa a avut loc spre sfîrşitul acestei etape de mineralizare.

Calcopirita este subordonată cantitativ galenei şi blendei. Apare mai ales în granule alotriomorfe; aspectele hipidiomorfe se remarcă destul de rar. Unei prime generaţii îi corespunde calcopirita sub formă de dezamestecuri în blendă şi, mai rar, incluziuni fine în galenă. A doua generaţie de calcopirită, mult mai frecventă, este intim asociată cu tennantitul şi uneori cu calcozina şi bornitul. Această calcopirită substituie pirita I şi se infiltrează în blendă şi galenă împreună cu tennantitul (fig. 18).

Tennantitul, împreună cu calcopirita II, bornitul şi calcozina, imprimă un caracter cuprifer celei de-a doua faze de mineralizare. Formează vi-

nișoare sau plaje în galenă, blendă, mai rar în pirită și este intim asociat cu calcopirita II.

Calcozina și *bornitul* apar sporadic și urmăresc îndeaproape răspîndirea calcopiritei și a tennantitului.

Marcasita prezintă o distribuție neregulată în cuprinsul filoanelor. Ea se găsește în geode sub formă de cristale tabulare, adesea maclate ciclic, sau în agregate cu aspect concreționar, asociată cu baritină, melnicovit, pirită III și cuarț III. În zonele în care minereul are o textură brecioasă, marcasita cimentează, împreună cu opalul, fragmentele de andezit și de sulfuri formate anterior.

Melnicovitul se întîlnește sub formă concreționară și este intim asociat cu opalul și marcasita.

Stibina apare foarte rar, în geode, însoțită de baritină.

Plumozitul este relativ frecvent în geode, unde constituie o pîslă care acoperă sulfurile metalice.

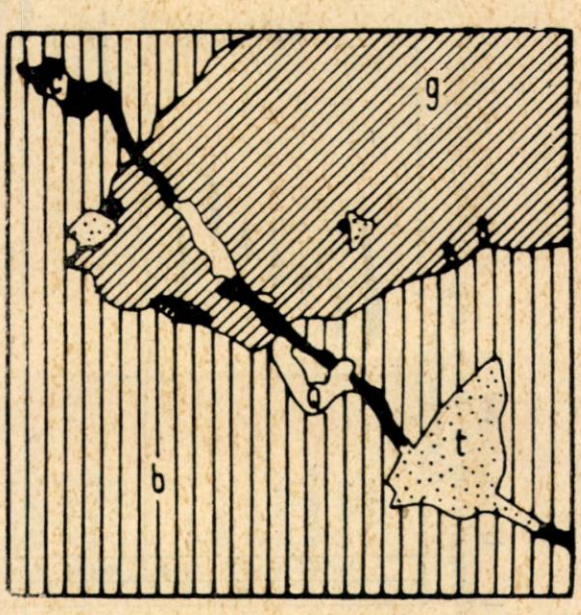


Fig. 18. — Vinișoare de calcopirită II (*c*) și de tennantit (*t*) străbătînd galena (*g*) și blenda (*b*).

*

Masa de vulcanite panoniene, împreună cu substratul de ofiolite jurasice și de depozite sedimentare miocene, a fost străbătută de sisteme de fracturi orientate în general N—S, care au favorizat o circulație intensă a soluțiilor hidrotermale. Aceasta a determinat transformări profunde în rocile andezitice, conducînd la apariția unor zone cu sericitizări, adularizări și silicifieri, care se grefează pe un fond de roci propilitizate.

Procesele de sericitizare au o extindere relativ mare, dezvoltîndu-se atît în zonele cu mineralizații de sulfuri polimetalice, cît și în cele aurifere. În schimb, procesele de adularizare se remarcă în special în jurul filoanelor aurifere. Silicifierea s-a manifestat cu intensitate spre sfîrșitul procesului de sericitizare și a însoțit îndeaproape procesul de depunere a mineralelor metalice.

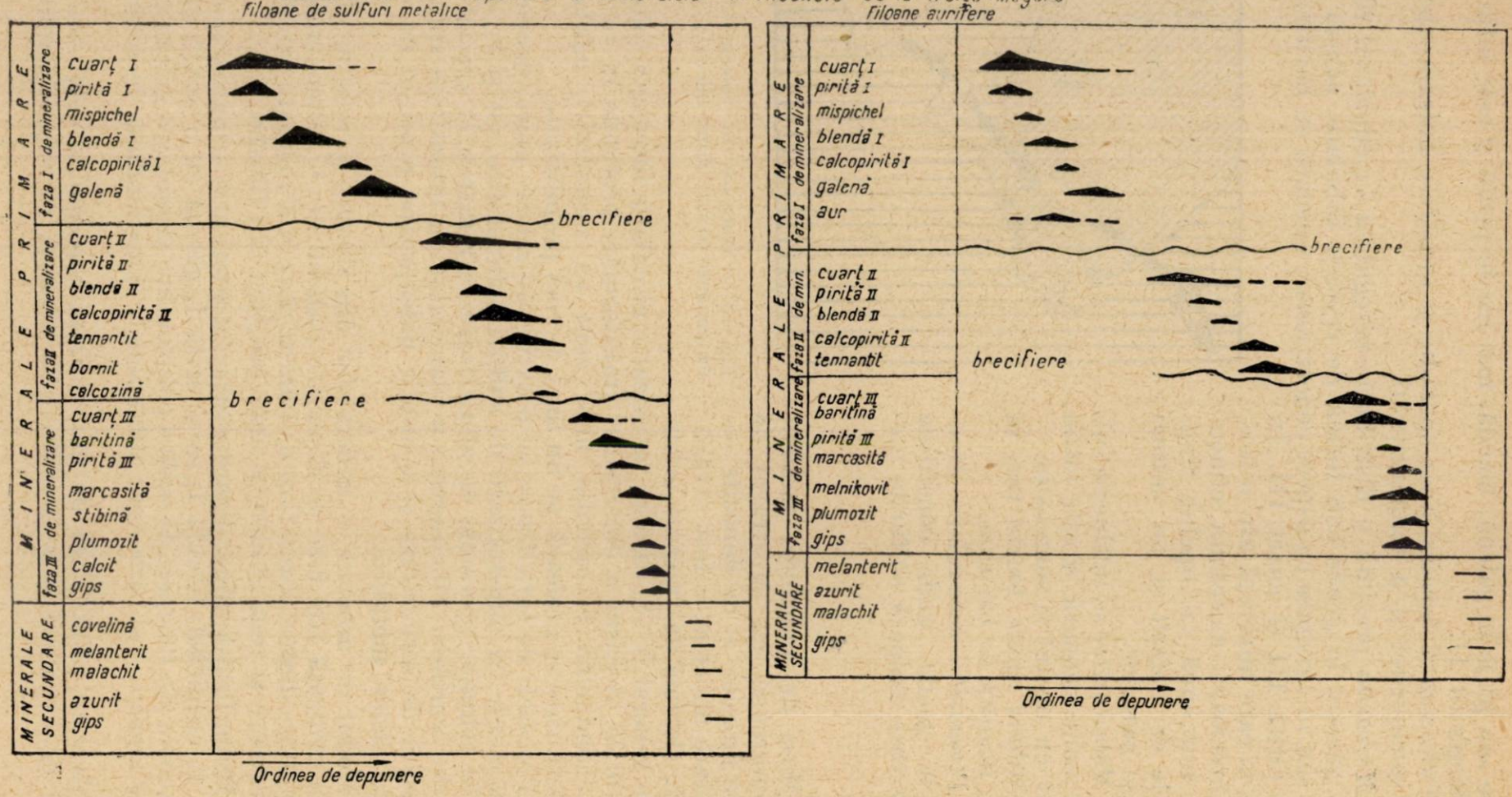
Modul de asociere a mineralelor din filoane și relațiile dintre ele scot în evidență trei faze de depunere (tabelul nr. 1). Momentele de discontinuitate dintre aceste faze de mineralizare sînt marcate prin fenomene de brecifiere și redeschidere a unor porțiuni din filoane.

Prima fază de mineralizare se caracterizează prin următoarea asociație : pirită I, mispichel, blendă I, calcopirită I, galenă cu o gangă de cuarț I alb-cenușiu ; în filoanele de sulfuri polimetalice predomină galena și blenda ; în cele aurifere sulfurile apar subordonat, remarcîndu-se în schimb aurul liber.

Această primă fază de mineralizare corespunde celui mai larg interval de depunere și a generat, prin urmare, principalele mineralizații

T A B E L U L NR. 1

Succesiunea de depunere a mineralelor in filoanele de la Troita - Măgura



de sulfuri metalice și aurifere. Dezvoltarea sericitizărilor în jurul filoanelor constituie o indicație că soluțiile hidrotermale au avut inițial un caracter slab acid ; în aceste condiții s-a realizat depunerea masivă a sulfurilor polimetalice. Apariția adularului denotă o modificare a pH-ului soluțiilor care devin ușor alcaline, influențînd precipitarea aurului din soluții coloidale ; în astfel de condiții sulfurile s-au format în cantitate mai redusă.

În cea de-a doua fază de mineralizare se remarcă următoarea succesiune : pirită II, blendă II, calcopirită II, tennantit, bornit, calcozină și o gangă de cuarț II.

Așadar, soluțiile hidrotermale au generat parageneze cu un caracter mai cuprifer, ceea ce constituie o caracteristică pentru această nouă fază de mineralizare. Paragenezele cuprifere apar atît în filoanele de sulfuri polimetalice, cît și în cele aurifere, dar sînt subordonate cantitativ mineralizațiilor din prima fază de depunere.

Celei de-a treia faze de mineralizare îi corespunde o parageneză de temperatură mai scăzută, reprezentată prin pirită III, marcasită, melnicovit, stibină și plumozit, însoțite de cristale mărunte de cuarț, baritină și uneori de calcit. Tot acestei faze îi aparține asociația de pirită cu gips din unele filoane subțiri, paralele cu cele principale.

În perioada supergenă s-a format covelină, melanterit, limonit, malachit, azurit și gips, care se dezvoltă neuniform în cuprinsul filoanelor.

Prin urmare, paragenezele care definesc cele trei faze de mineralizare scot în evidență caracterul poliascendent al soluțiilor hidrotermale. Procesul de diferențiere al acestora a condus la formarea unor parageneze similare în ambele tipuri de mineralizații, deosebirile între ele fiind mai ales de ordin cantitativ.

Primele depuneri s-au realizat în condiții de temperatură mai ridicată (mezotermal), dar masa principală de mineralizații poartă amprenta unor depuneri epitermale.

BIBLIOGRAFIE

1. Cioflica G., Istrate Gh., Popescu Gh. și Ududașa G. G., *Contribuții la cunoașterea vîrstei produselor vulcanice din regiunea Hărtăgani — Trestia (Munții Metaliferi)*, St. și cerc. geol. geofiz. geogr., Seria geologie, 1966, **11**, *1*.
2. Edwards A. B., *Textures of the ore minerals and their significance*, Melbourne, 1954.
3. Ghițulescu T. P. et Socolescu M., *Etude géologique et minière des monts Métallifères*, Ann. Inst. géol. Roum., 1941, **XX**.
4. Helke A., *Die jungvulkanischen Gold-Silber-Erzlagerstätten des Karpathenbogens unter besonderer Berücksichtigung der Genesis und Paragenesis des gediegenen Goldes*, Archiv f. Lagerstättenforschung, Preuss. Geol. Landesanstalt, 1938, *66*.
5. Ingerson E., *Methods and problems of geologic thermometry*, Ec. Geol., 50-th Anniv. Vol. 1905—1955, 1955.
6. Ramdohr P., *Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen*, Akademie-Verlag, Berlin, 1960.

Institutul de geologie și geografie
al Academiei Republicii Socialiste România.

Primită în redacție la 14 aprilie 1966.

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA ZĂCĂMÎNTULUI POLIMETALIC DE LA BAIA DE ARIEȘ (MUNȚII APUSENI) *

DE

CONSTANTIN LAZĂR

55(05)

Zăcămîntul polimetalic de la Baia de Arieș, situat în partea nord-estică a Munților Metaliferi, aparține provinciei metalogenetice neogene.
Larga dezvoltare a proceselor metasomatice care au condus și la formarea mineralizației hidrotermale constituită în mod principal din pirită, blendă, galenă, tetraedrit și alabandină a fost determinată de existența unei importante mase de brecie de explozie în care elementele de calcar cristalin au o frecvență mare.
Examinarea paragenezelor și a unor date geochimice arată că produsele substituției metasomatice s-au format într-un interval larg de temperatură.

Zăcămintele aurifere (1) și de sulfuri polimetalice de la Baia de Arieș, situate în partea nord-estică a Munților Metaliferi, pe valea Arieșului (fig. 1), aparțin provinciei metalogenetice neogene.

Produsele fazei a treia de erupții (4) a vulcanismului neogen din Munții Apuseni străbat fundamentul cristalin, care, în regiunea Baia de Arieș, apare la zi, sub forma unui pinten (4), înconjurat de formațiuni cretacice (fig. 1). La alcătuirea sa participă, în mod predominant, micașisturi cu intercalații subordonate de calcare cristaline.

Vulcanismul neogen s-a manifestat prin erupții de andezite și dacite localizate, în special, în zona axială a pintenului de șisturi cristaline.

În zona zăcămîntului polimetalic se găsesc andezite amfibolice. Alături de fenocristalele de labrador (circa 60% An) și de hornblendă verde

---

* Comunicată în sesiunea I.G.G. din 9–10 mai 1963.

St. și cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie t. 11 nr. 2 p. 403–415 București 1966

apare, uneori, și biotit opacitizat, într-o pastă microcristalină. Roca prezintă transformări hidrotermale : feldspații trec într-un agregat de sericit, clorit, cuarț și calcit, iar hornblenda în clorit.

În perioada consolidării orogenului alpin, tectonica de faliere profundă, care a afectat fundamentul rigid, a favorizat apariția unei intense activități magmatice. Accidentele tectonice au avut un rol important în localizarea corpurilor vulcanice în regiunea Baia de Arieș. Aici feno-

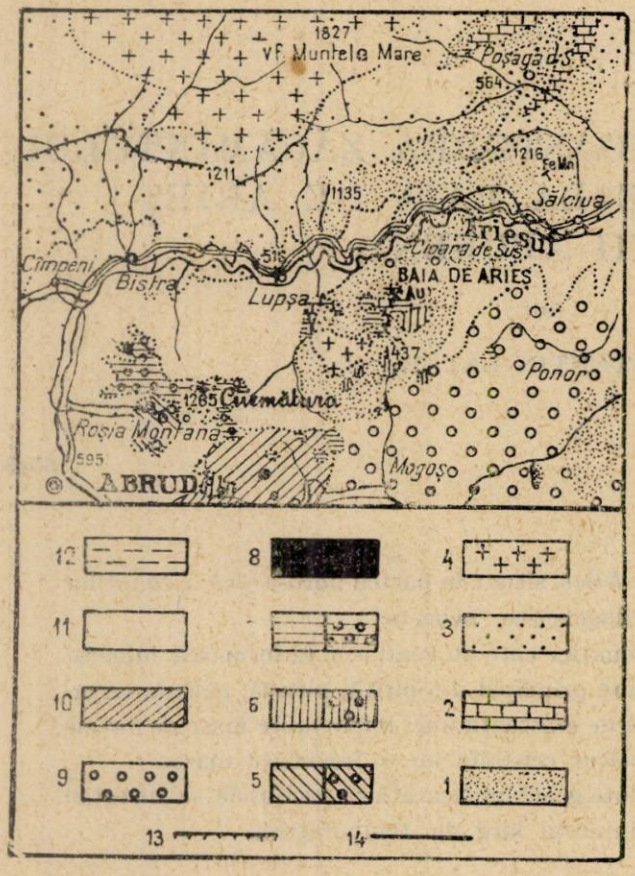


Fig. 1. — Schița geologică a regiunii Baia de Arieș (Munții Apuseni) — după harta geologică a R.P.R. scara 1 : 500 000.

1, Șisturi cristaline de mezozonă ; *2*, calcare cristaline ; *3*, șisturi cristaline de epizonă ; *4*, granite ; *5*, riolite, piroclastite ; *6*, dacite, piroclastite ; *7*, andezite, piroclastite ; *8*, bazalte ; *9*, barremian + apțian ; *10*, albian ; *11*, senonian ; *12*, lăcoviști ; *13*, contacte anormale importante ; *14*, contacte anormale secundare.

menele explozive au avut o intensitate deosebită, conducînd la formarea unor mase importante de brecii de explozie (fig. 2). În brecia de explozie din zăcămîntul polimetalic, dimensiunile elementelor variază în limite foarte largi (de la cîțiva mm pînă la 30—40 m) și acestea sînt constituite, în special, din calcare cristaline, parțial dolomitizate, mai rar din șisturi cristaline și sporadic din andezite, prinse într-o matrice tufacee, foarte intens alterată prin procese de metamorfism hidrotermal. Materialul vulcanic pătrunde adesea în blocurile de calcar, pe un sistem haotic de crăpături și fisuri formate în urma exploziilor vulcanice.

La periferia zonei breciei de explozie, care în secțiuni transversale prezintă un contur ovoidal cu frecvente sinuozități, se alfă, cu o dezvoltare locală, brecii de contact, situate la contactul rocilor andezitice cu calcare cristaline.

Breciile de explozie, reprezentînd materiale afînate, au favorizat circulația soluțiilor hidrotermale ; ele au avut astfel un rol deosebit în formarea zăcămîntului polimetalic de la Baia de Arieș. Brecia de explozie

formează mase importante la nivelele inferioare ale structurilor zăcămîntului şi este în mare parte mineralizată, mai cu seamă prin substituţia calcarelor cristaline care intră în alcătuirea sa, cu sulfuri polimetalice. Într-o proporţie mai redusă, acestea au înlocuit metasomatic liantul

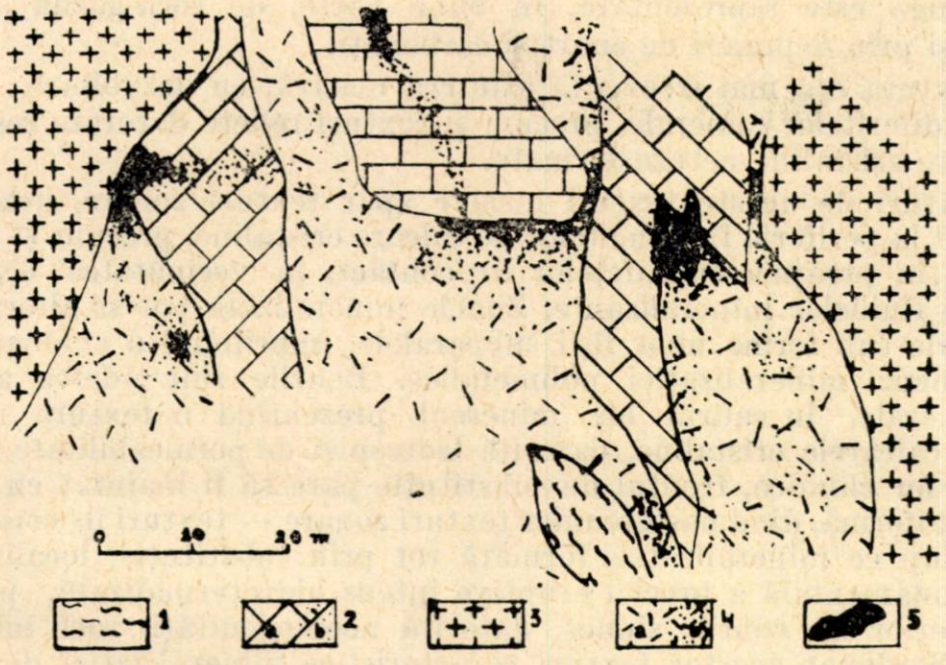


Fig. 2. — Secţiune verticală în brecia de explozie din zăcămîntul polimetalic de la Baia de Arieş.

1, Şisturi cristaline; *2a*, calcare cristaline; *2b*, calcare cristaline mineralizate; *3*, andezit amfibolic; *4a*, brecie de explozie; *4b*, brecie de explozie mineralizată; *5*, minereu polimetalic.

breciei de explozie, care de altfel se prezintă intens afectat de metamorfismul hidrotermal, fiind de obicei sericitizat, piritizat şi silicifiat, precum şi calcitizat.

★

Mineralizaţia polimetalică a fost întîlnită în cîteva zone, ea fiind însă concentrată sub forma unor corpuri de minereuri, localizate în breciile de explozie de la contactul andezitelor cu calcarele cristaline şi care formează în ansamblu „stocul Iosif Nou" [1]. Prin lucrările miniere au fost conturate trei corpuri principale, reprezentînd zone mai intens mineralizate.

În ansamblu, corpurile de minereu se prezintă lentiliforme, adesea cu contururi capricioase; în cuprinsul lor, mineralizaţia este neomogenă şi se găseşte sub formă de impregnaţii, pseudofiloane, cuiburi şi lentile.

Mineralizaţia este alcătuită, de obicei, din pirită, blendă şi galenă. Aceste minerale se găsesc cel mai adesea asociate şi mai rar predomină una

[1] Maria Sprînceană, Otilia Giura, Anica Neacşu, Justina Bocşa şi Iulian Ilinca, *Raport geologic minier cu situaţia rezervelor de minereu aurifer şi complex la 1.I.1961*, Arh. I.M., Baia de Arieş.

dintre aceste sulfuri, totuşi fără a se evidenţia o zonalitate verticală în zăcămînt.

Subordonat apar alabandina, oligistul şi stibina, iar prin examenul microscopic au mai fost puse în evidenţă tetraedritul, tennantitul şi calcopirita.

Ganga este reprezentată, în bună parte, de roca-gazdă relictă, precum şi prin depuneri de cuarţ şi carbonaţi.

Textura cea mai frecventă este cea masivă, cu dezvoltarea neuniformă a diferitelor minerale, precum şi texturi relicte datorate resturilor de calcare cristaline netransformate.

Alături de aceste texturi masive apar texturi zonare, remarcate în special la periferia fragmentelor de calcare cristaline, precum şi texturi paralele, în preajma suprafeţelor de contact, în vecinătatea căilor de acces ale fluidelor mineralizante. Zonele mineralizate pot să alterneze cu cele sterile sub forma unor fîşii subparalele, imprimînd o evidentă textură în benzi mineralizaţiei polimetalice. Benzile sînt adesea aproape monominerale, în cadrul lor minereul prezentînd o textură masivă.

În calcarele cristaline, datorită izotropiei de permeabilitate şi omogenităţii lor chimice, frontul de substituţie pare să fi înaintat cu viteză relativ uniformă, dînd naştere unor texturi zonare — texturi în cocarde (2) —, în timp ce mineralizaţia, formată tot prin substituţie, localizată în masa fundamentală a breciei eruptive intens hidrotermalizată, prezintă spre exterior un contur sinuos, datorită neomogenităţii rocii înlocuite.

Subordonat acestor texturi caracteristice mineralizaţiei de natură metasomatică apar geode care imprimă o textură deosebită mineralizaţiei. Această textură cu geode este caracterizată prin prezenţa unor goluri de dizolvare (6) de diferite mărimi, întîlnite de obicei în minereul masiv în care s-au depus diferite minerale (cuarţ, calcit, rodocrozit, pirită, blendă, galenă etc.), fără a umple complet aceste goluri.

Structura net predominantă, pe care o prezintă mineralizaţia de sulfuri polimetalice este cea granoblastică. Minereul se prezintă alcătuit dintr-un agregat de xenoblaste, de mărimi foarte diferite, de pirită, blendă şi galenă, în special, care se găsesc asociate în orice proporţie. Rar apar idioblaste de pirită, prezentîndu-se sub formă de dodecaedri pentagonali (fig. 3) sau idioblaste de cuarţ (fig. 4).

În baza observaţiilor microscopice se pare că acest caracter xenoblastic nu este întru totul primar, ci, uneori, se poate considera ca fiind rezultat prin înlocuirea unui mineral de către altul depus mai tîrziu. A fost remarcată, astfel, substituţia metasomatică a piritei (fig. 5), a blendei (fig. 7) şi a galenei prin cuarţ, subordonat prin carbonat, rezultînd o structură de substituire. În cazul galenei se evidenţiază foarte clar rolul pe care l-au avut planele de clivaj, ca sistem de deschideri interconectate, intragranulare, în dezvoltarea procesului de substituţie metasomatică, imprimînd structurii, în acest caz, un aspect particular reticulat (fig. 8).

Sub microscop, în masa blendei, se disting în mod constant numeroase incluziuni globulare sau ovoidale de calcopirită, care sînt dispuse în general neuniform ; rar apar seriate. Aceeaşi structură de dezamestec a fost observată şi la alabandină.

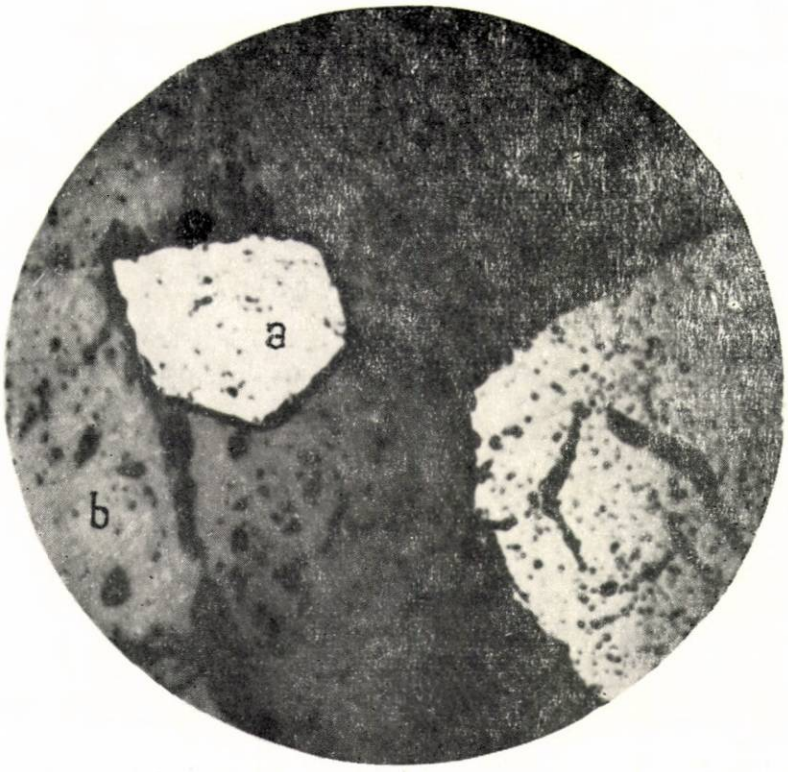


Fig. 3. — Pirită idioblastică (*a*) în cuarț (*b*) (N ||, 30 ×).

Fig. 4. — Idioblast de cuarț (*a*, galenă ; *b*, blendă ; *c*, cuarț) (N||, 70 ×).

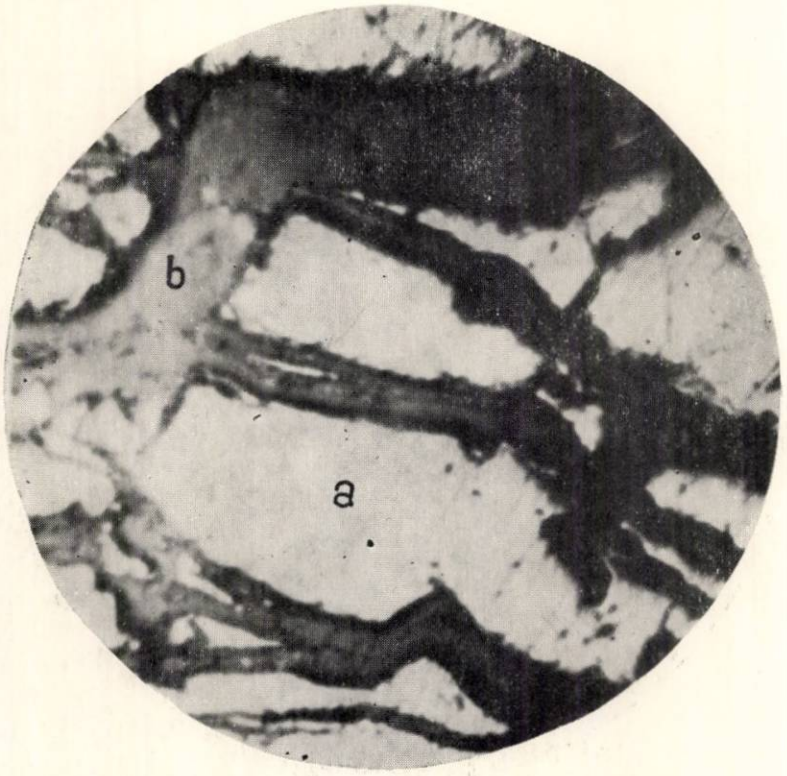


Fig. 5. — Pirită substituită de cuarț (*a*, pirită; *b*, cuarț) (N||, 160 ×).

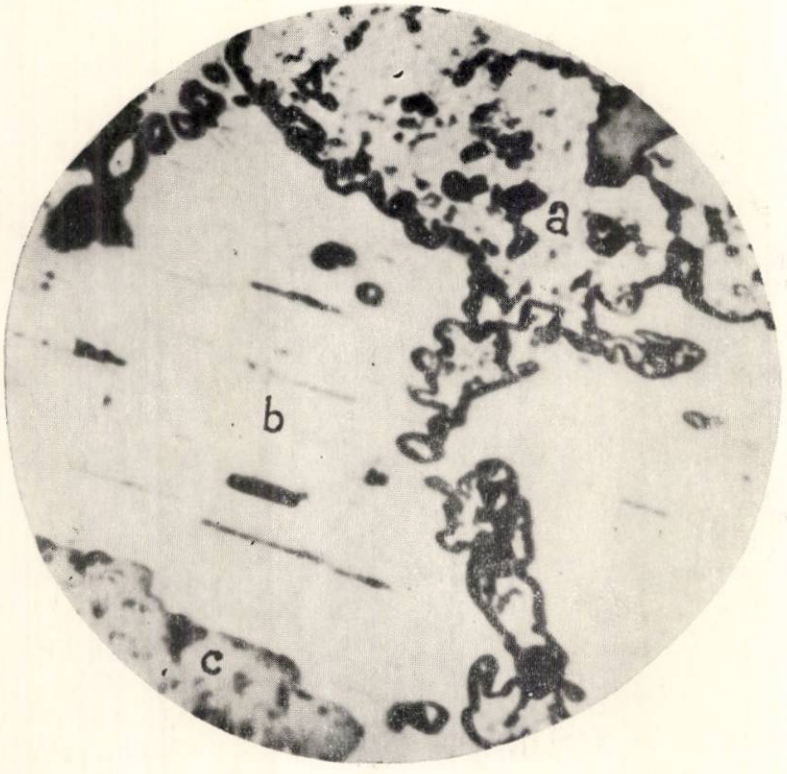


Fig. 6. — Xenoblaste de pirită (*a*) incluse de către galenă (*b*); blendă cu dezamestecuri de calcopirită (*c*) (N ||, 70 ×).

În sfîrșit, menționăm, structuri hipidiomorf- și idiomorfgranulare, care au luat naștere prin depunerea în geode a prismelor piramidate, scurte, de cuarț, a romboedrilor de calcit sau de dolomit, a dodecaedrilor pentagonali, cu fețe striate, de pirită etc.

Mineralele nemetalifere (carbonații, cuarțul etc.) prezintă uneori structuri micrografice, caracteristice, de asemenea, produselor metasomatismului.

În urma examinării microscopice făcute asupra mineralelor care constituie parageneza zăcămîntului de sulfuri polimetalice de la Baia de Arieș, putem nota cîteva observații.

Pirita este mineralul cel mai răspîndit în zăcămînt, îndeosebi în părțile sale inferioare. Ea se dezvoltă în cuiburi sau formează zone de impregnații, fiind diseminată în porțiunile silicifiate ale minereului polimetalic. Subordonat constituie benzi lenticulare, subparalele, fiind asociată în acest caz mai ales cu blenda. În minereuri polimetalice ea este subordonată cantitativ blendei și galenei, în alte cazuri apare însă net predominantă. Pirita formează în această situație o masă compactă, în care se distinge conturul granulelor, de obicei xenoblastic. Pirita prezintă o asociere caracteristică cu cuarțul, procesul de substituire a piritei prin cuarț avansînd pe contactul dintre granule, din care uneori rămîn resturi rotunjite în masa cuarțului, iar alteori se constată pătrunderea acestuia în pirită, pe care o corodează și o substituie treptat.

Pirita poate să cuprindă alte minerale, depuse ulterior și care o substituie. Se observă că metasomii se dezvoltă cu o tendință de aliniere după două direcții, care formează între ele un unghi de circa 45°, ceea ce ar corespunde unghiului dintre direcțiile de clivaj ale piritei, după (100) mai frecvente și după (111) mai puțin frecvente.

Se poate observa, uneori, tendința galenei de a substitui pirita la periferia granoblastului, în care caz a format intrînduri în pirită și a împrejmuit rarele resturi ale acesteia (fig. 6). Galena apare și sub forma unor xenoblaste dezvoltate în masa piritei la limita a două granule (fig. 9).

Blenda formează, împreună cu pirita și galena, parageneza tipică a zăcămîntului polimetalic de la Baia de Arieș.

Blenda prezintă variații de culoare, în general predominînd blenda brun-negricioasă, mai cu seamă atunci cînd se găsește în agregate granulare compacte aproape monominerale, în care se află cantități mici de pirită. În cazul predominanței acesteia, blenda are o culoare mai deschisă, galben-maronie.

Foarte rar, blenda apare diseminată în masa breciei eruptive.

Cel mai adesea este asociată cu galena. La examinare microscopică se observă în cazul acesta digitații reciproce (fig. 10) între blendă și galenă, precum și galenă inclusă în blenda care prezintă, în mod constant, picături emulsionare de calcopirită. Aceste granoblaste de galenă, rotunjite, sînt asociate uneori cu minerale de gangă, ceea ce arată că, măcar în parte, ele s-au format ulterior, prin substituția metasomatică a blendei sau a relictelor de carbonați din ea.

Blenda este uneori substituită, în cea mai mare parte, de către galenă, cuarț etc., rămînînd relictă sub forma unor resturi rotunjite în masa acestora (fig. 7).

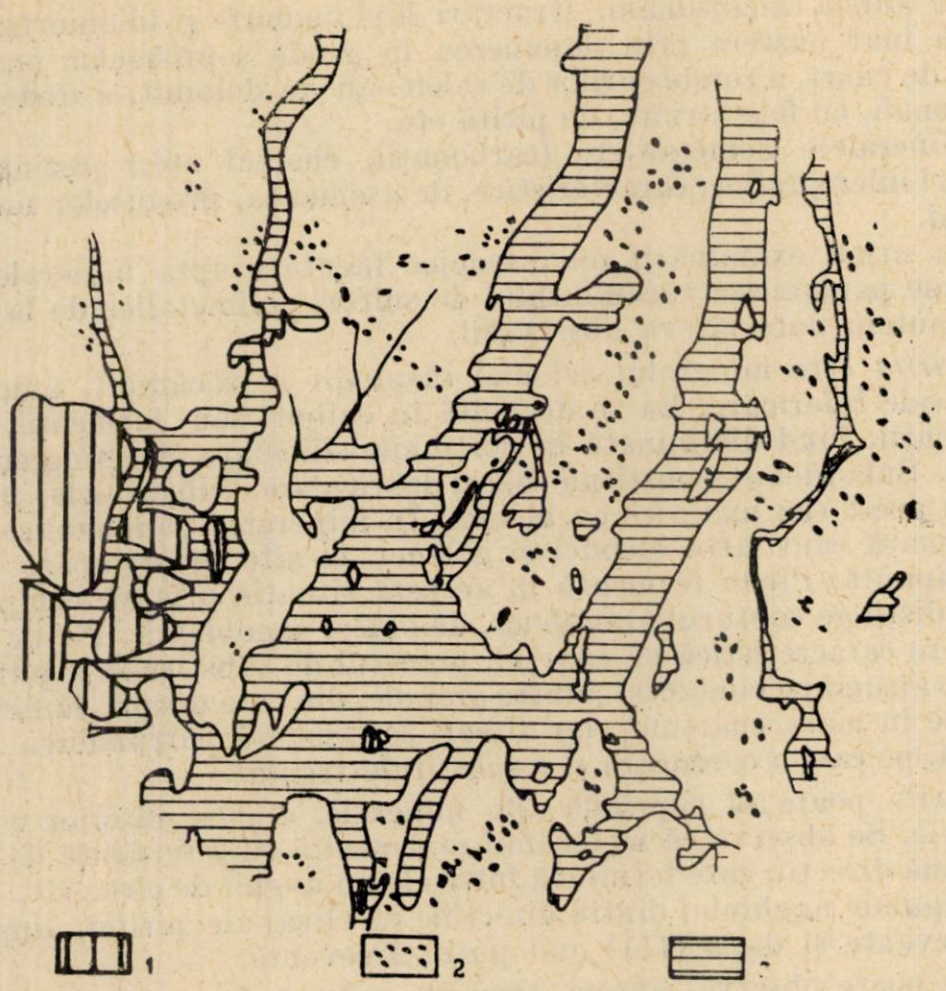


Fig. 7. — Blendă substituită de cuarţ.
1, Pirită; *2*, blendă cu dezamestecuri de calcopirită; *3*, cuarţ (95 ×).

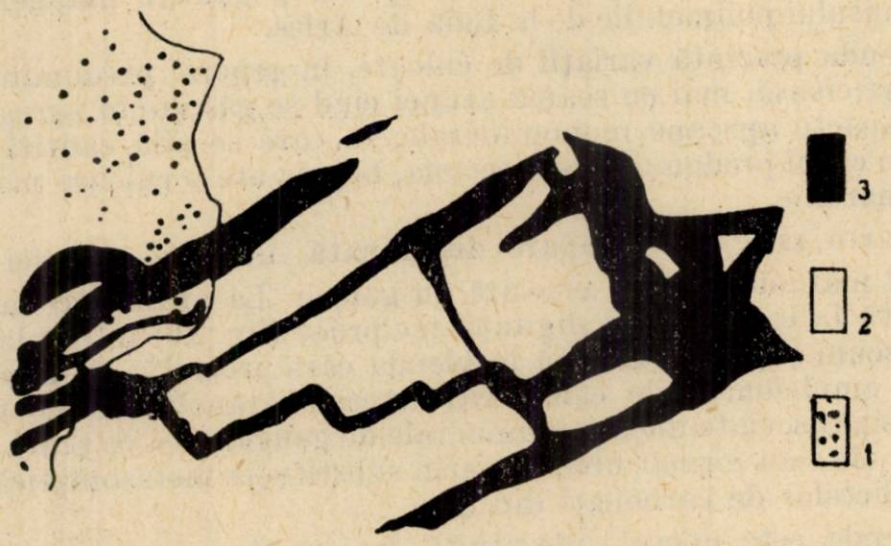


Fig. 8. — Cuarţul substituie galena în lungul planelor de clivaj.
1, Blendă; *2*, galenă; *3*, cuarţ (95 ×).

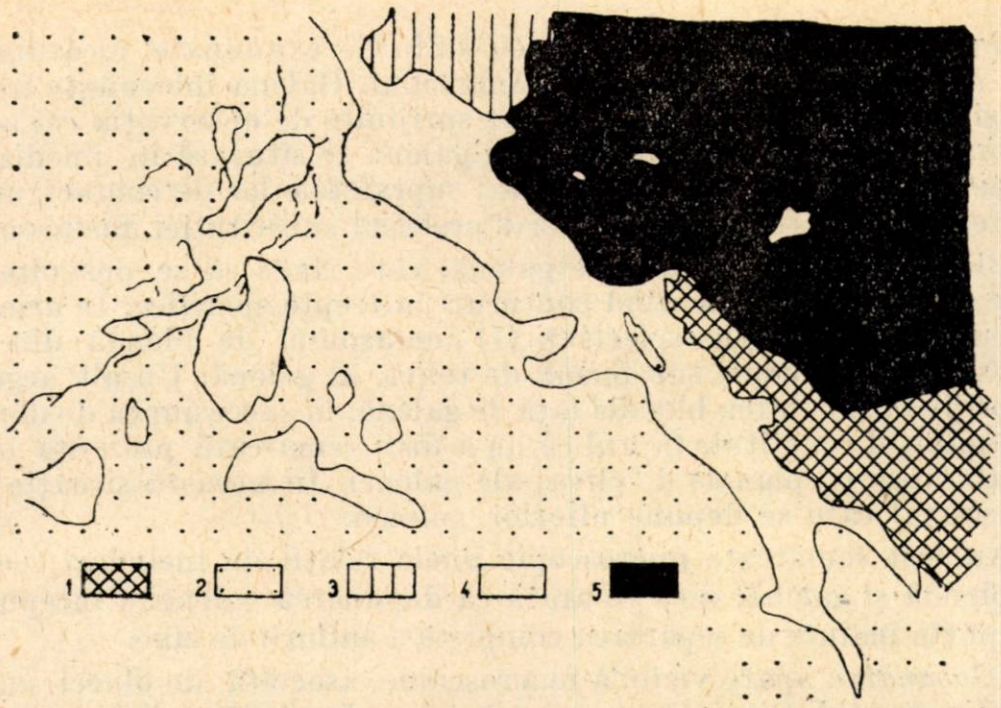


Fig. 9. — Pirită substituită de galenă.
1, Carbonaţi; *2*, pirită; *3*, blendă; *4*, galenă; *5*, cuarţ (95 ×).

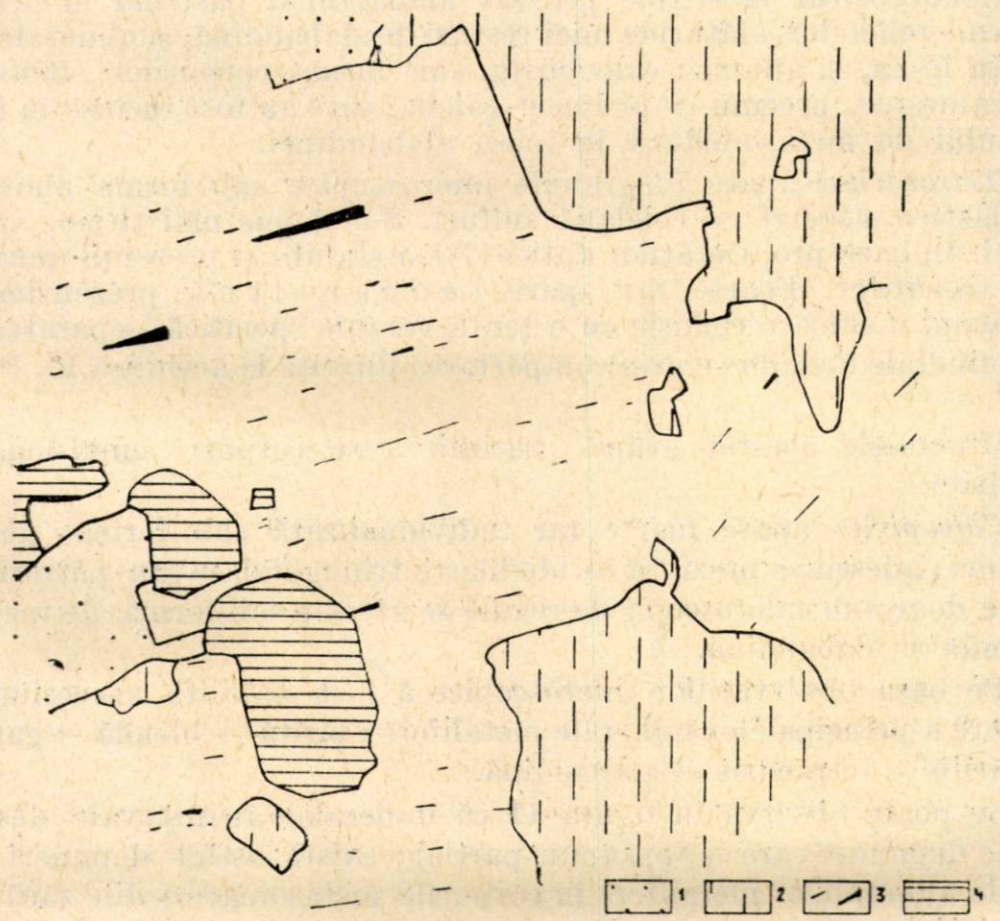


Fig. 10. — Relaţii ezitante între blendă şi galenă.
1, Pirită; *2*, blendă; *3*, galenă; *4*, cuarţ (95 ×).

Galena se întîlneşte asociată cu sulfurile examinate, alcătuind minereul polimetalic caracteristic zăcămîntului. Galena înlocuieşte frecvent pirita şi blenda. Relaţiile acestea sînt sprijinite de observaţia că, adesea, incluziunile de pirită şi de blendă din galenă se situează în imediata vecinătate a galenei cu aceste minerale; suprafeţele lor de contact au constituit căi de acces care au favorizat procesul substituţiei metasomatice.

Blenda este substituită de galenă, care tinde să se dezvolte limitată de feţe proprii prezentînd contururi în trepte specifice. În urma unei substituţii metasomatice selective (7) ,metasomul de blendă din masa carbonatică este inclus, sub formă de relict, în galenă. Un alt argument care sprijină prioritatea blendei faţă de galenă, în succesiunea de depunere în zăcămînt, îl constituie faptul că nu a fost remarcată prezenţa blendei dezvoltîndu-se pe planele de clivaj ale galenei. În această situaţie se găseşte cuarţul care se depune ulterior galenei.

Au fost remarcate microscopic unele relaţii de includeri reciproce între blendă şi galenă, ceea ce arată că depunerea galenei a început, probabil, puţin înainte de separarea completă a sulfurii de zinc.

Alabandina apare vizibilă macroscopic, asociată de obicei cu rodocrozitul şi cuarţul. Prezintă rare picături de calcopirită vizibile sub microscop. Raporturile sale cu principalele minerale din parageneza zăcămîntului nu au fost surprinse.

Rodocrozitul substituie selectiv alabandina, păstrînd în masa sa, sub forma relictelor, alături de mici resturi de alabandină, şi mineralele care se aflau în ea, şi anume : calcopirita, sub forma corpurilor emulsionare de dezamestec, precum şi pirita şi galena, care au fost incluse în timpul procesului de metasomatoză în masa alabandinei.

Tetraedritul apare în granule microscopice sub forma unor plaje xenoblastice, asociat cu celelalte sulfuri. S-a depus mai tîrziu, în urma blendei. În baza proprietăţilor optice (7) s-a stabilit şi prezenţa unui tetraedrit argentifer. Foarte rar apare t e n n a n t i t u l, prezentînd, sub microscop, o culoare cenuşie cu o tentă verzuie specifică, separarea celor două minerale făcîndu-se prin comportarea diferită la acţiunea $K_3\,Fe(CN)_6$ (10).

Mineralele acestei grupe prezintă rare corpuri emulsionare de calcopirită.

Calcopirita apare foarte rar individualizată sub formă de plaje mai mari; adesea se prezintă ca idioblaste triunghiulare sau pătratice, observate doar sub microscop; de regulă se găseşte sub formă de incluziuni în blendă şi alabandină.

Pe baza observaţiilor microscopice a fost stabilită succesiunea de depunere a principalelor minerale metalifere : pirită → blendă → galenă → calcopirită → tetraedrit → alabandină.

Se poate observa în figura 11 că mineralele au intervale destul de largi de depunere care se suprapun parţial; există astfel depuneri simultane ale mineralelor metalifere în corpurile metasomatice din zăcămîntul polimetalic, putîndu-se constata, totuşi, o succesiune definită a perioadelor de depunere maximă.

La nivelul actual al deschiderii zăcămîntului polimetalic de la Baia de Arieş, blenda este unul dintre mineralele cele mai răspîndite. În blende se concentrează o serie de elemente minore. În baza datelor geochimice preliminare a fost stabilită prezenţa constantă a cadmiului, fierului şi manganului, determinate polarografic (analist V. Iosof) şi spectral (analist Ernestina Volanski), precum şi apariţia indiului[2] galiului,

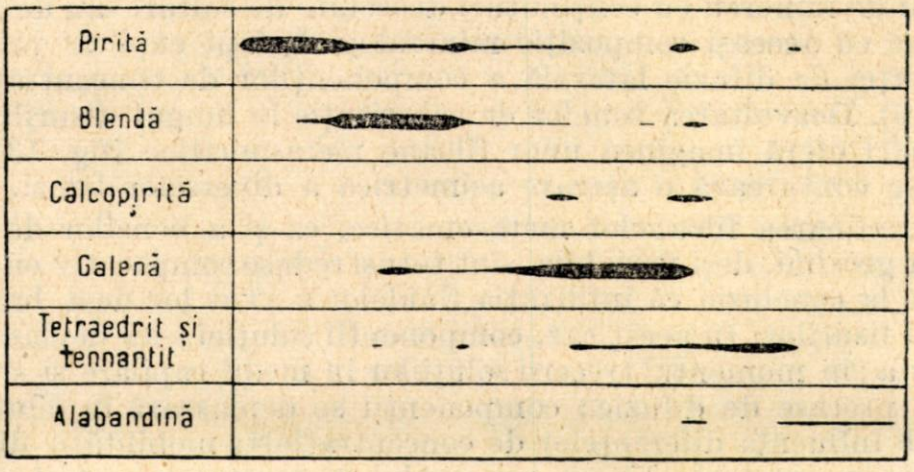


Fig. 11. — Succesiunea de depunere a principalelor minerale metalifere din zăcămîntul polimetalic de la Baia de Arieş.

germaniului, staniului etc. Pe baza acestor caractere geochimice (3), adăugate celor paragenetice, se ajunge la concluzia, întărită de prezenţa dezamestecului de calcopirită în blendă (2), că mineralizaţia polimetalică din zăcămîntul de la Baia de Arieş s-a format într-un domeniu hidrotermal de temperatură relativ ridicată.

★

Zăcămîntul de sulfuri polimetalice de la Baia de Arieş este localizat într-o zonă de minimă rezistenţă, ceea ce a favorizat circulaţia unor fluide hidrotermale, legate genetic de vulcanismul neogen din regiune. Acţiunea metasomatică a acestora a fost determinată, de asemenea, de existenţa unor roci-gazdă susceptibile de a fi uşor substituite, cum sînt calcarele cristaline, care au fixat concentraţiile metalifere.

Calcarele cristaline, aflate în zonele de acces ale fluidelor hidrotermale, au fost substituite cu pirită, blendă, galenă etc. Drept căi de acces au servit spaţii cu dimensiuni foarte variabile, de natură endo-sau exocinetică cum sînt : fracturi, fisuri, diaclaze de răcire, zone de brecifiere, suprafeţe de contact, goluri de dizolvare, porii rocilor, planele de clivaj şi de maclă etc.

Rolul fisurilor care străbat calcarele cristaline din zona breciei de explozie a fost foarte mare, avînd în vedere textura masivă a calcarelor, absenţa planurilor de şistozitate. Aceste caractere structural-litologice

[2] V. Iosof, *Raport privind determinarea elementelor minore în zăcămîntul de la Baia de Arieş*, Arh. Inst. geol., 1962.

au dirijat mersul proceselor metasomatice; ele sînt reflectate de către corpurile de minereu care au forme în ansamblu lenticulare, dar cu contururi destul de neregulate.

În vecinătatea fisurilor principale, mineralizaţia se prezintă sub forma unor benzi (fig. 12), în general cu o dispoziţie paralelă. Se remarcă uneori o rubanare a zonei de substituţie, determinată de alternanţa benzilor de minereu cu benzi de minerale nemetalifere, de alternanţa unor fîşii de minereu cu conţinuturi deosebite de sulfuri sau de repetarea unei zone cu aceeaşi compoziţie mineralogică, fapt explicat prin dependenţa forţei de difuzie laterală a componenţilor de concentraţia lor în soluţie (6). Dezvoltarea zonelor de substituţie în lungul fisurilor pe distanţe mari oferă imaginea unor filoane metasomatice (fig. 13), în care adesea se conturează o aşezare asimetrică a diverselor benzi.

Examinarea filoanelor metasomatice, ca şi a benzilor de minereu, ale căror grosimi, deşi variabile, sînt totuşi reduse comparativ cu lungimea lor, duce la concluzia că infiltraţia fluidelor a avut loc de-a lungul fracturilor şi fisurilor. În acest caz, componenţii soluţiei s-au deplasat o dată cu aceasta; în momentul trecerii soluţiilor în medii capilare şi subcapilare intervin procese de difuzie; componenţii se deplasează în soluţia staţionară, sub influenţa diferenţelor de concentraţie şi a mobilităţii diferenţiale în soluţie a acestora. Viteza procesului metasomatic a fost accelerată atît datorită suprafeţei mari de interacţiune care a existat între faza solidă înlocuită — calcarul cristalin — şi faza lichidă, cît şi instabilităţii chimice a componenţilor prezenţi. Din acest punct de vedere, aşa cum a fost arătat (8), procesul metasomatic este un proces eterogen, în sistem fiind prezente mai multe faze, policomponente, în cazul formării zăcămintelor de sulfuri polimetalice.

La formarea impregnaţiilor din masa breciei, un rol predominant l-a avut difuzia; metasomul (pirita, mai rar blenda) se dezvoltă în numeroase puncte în roca substituită, fapt ce poate fi atribuit neomogenităţii distribuţiei porilor în roca iniţială.

Anterior, şi în parte concomitent cu depunerea mineralizaţiei de sulfuri polimetalice, au avut loc şi alte procese metasomatice. Ele au început cu formarea granaţilor în breciile de contact şi au continuat cu o intensitate şi o arie de răspîndire mult mai largă, prin acţiunea fluidelor hidrotermale asupra breciei de explozie şi îndeosebi asupra elementelor de calcar cristalin aflate în masa acesteia. Şisturile cristaline au fost foarte

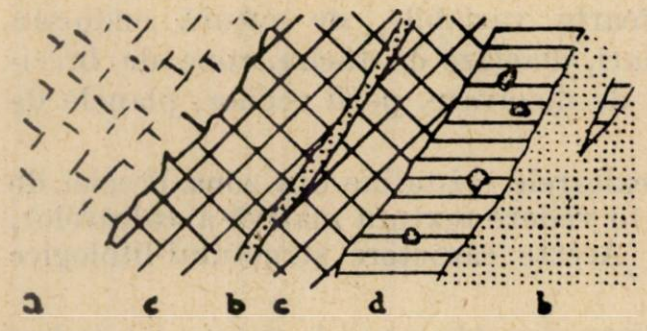


Fig. 12. — Textură în benzi a zonei de substituţie metasomatică.

a, Calcar cristalin; *b*, matrice breciei de explozie; *c*, zona de substituţie cu mineralizaţie polimetalică şi rodocrozit, textură în benzi; *d*, zonă de substituţie cu mineralizaţie polimetalică şi cuarţ, textură cu geode. Lăţimea zonei de substituţie 0,75 m.

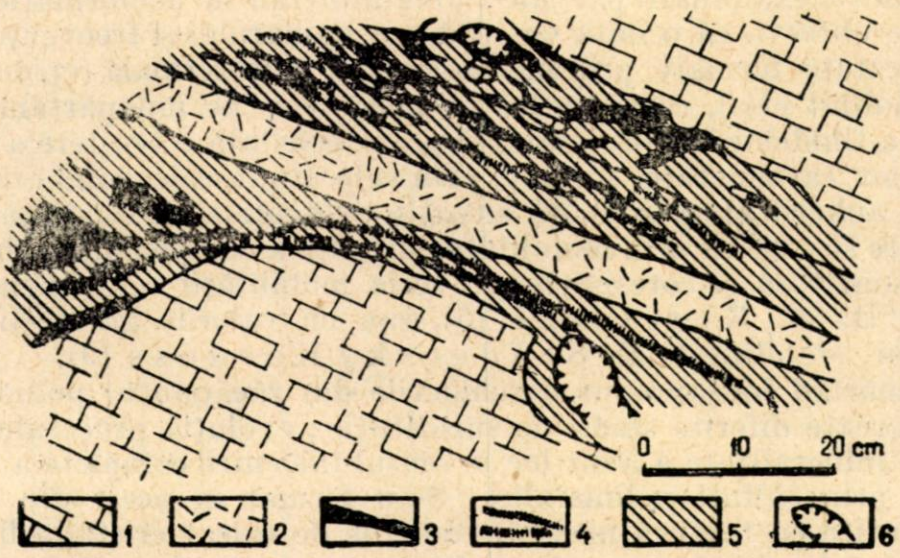


Fig. 13. — Substituție metasomatică în preajma fisurilor din calcare cristaline (filon metasomatic).

1, Calcar cristalin masiv; *2*. cinerite seriicitizate; *3*, minereu polimetalic (blendă galenă, pirită); *4*, silicifieri; *5*, rodocrozit; *6*, geode.

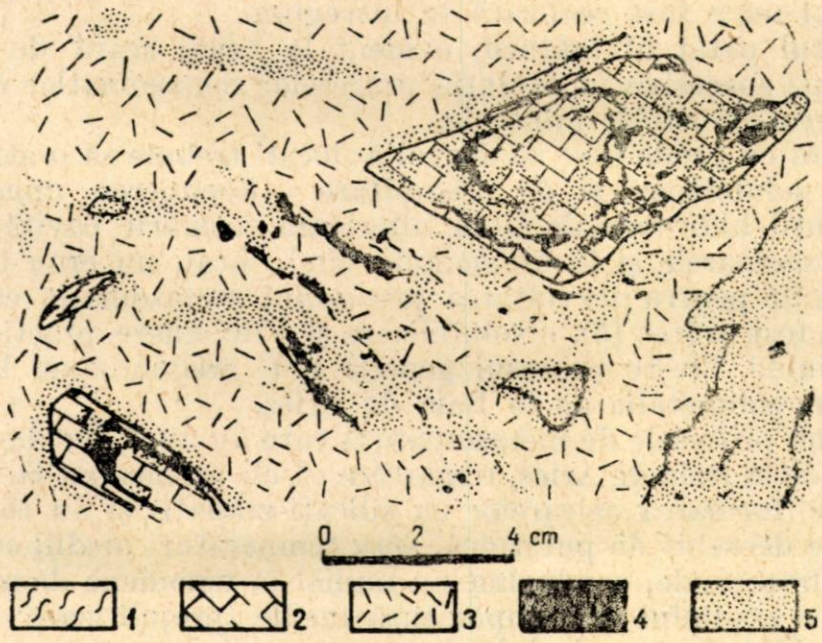


Fig. 14. — Texturi concentrice în elemente de calcar cristalin din brecia de explozie.

1, Șisturi cristaline; *2*, calcar cristalin masiv; *3*, masa fundamentală cineritică; *4*, minereu polimetalic (blendă, galenă, pirită; *5*, impregnații cu sulfuri (pirită, blendă, galenă,) asociate cu minerale nemetalifere (cuarț și rodocrozit predominant).

puţin mineralizate ; se observă uneori doar o slabă piritizare sub formă de impregnaţii şi cruste pe planele de şistozitate şi pe fisuri.

În urma examinării parţiale a unor minerale de neoformaţie metasomatică se observă că o dată cu scăderea numărului şi frecvenţei mineralelor silicatate formate prin metasomatoza hidrotermală (epidot, sericit, clorit, caolinit etc.), care are loc pe măsură ce ne îndepărtăm de calea de acces a fluidelor hidrotermale, se poate constata o creştere a cantităţii mineralelor carbonatate, formate prin substituţia calcarului cristalin (rodocrozit, ankerit etc.). Această situaţie evidenţiază o tendinţă de zonalitate, care se explică prin mobilitatea diferită a componenţilor în procesul de metasomatoză şi corespunde cu seria mobilităţii componenţilor, stabilită de D. S. Korjinski (5), sau cu valorile greutăţii specifice ale ionilor, stabilite de E. Szádeczky-Kardoss (9).

Urmărind îndeaproape deschiderile din zăcământul polimetalic, au fost remarcate diferite stadii de substituţie ; evoluţia procesului metasomatic de mineralizare a avut loc în sensul înlocuirii complete a calcarului cristalin prin sulfuri polimetalice. S-au format în acest din urmă caz metasomatite cu textură masivă, resturile de calcar cristalin lipsind sau fiind cu totul subordonate. Mineralizaţia cu textură masivă s-a format într-un stadiu avansat de substituţie a elementelor de calcar cristalin, de dimensiuni nu prea mari, aflate în masa breciei. De asemenea, într-un mod asemănător s-au format fîşiile înguste de minereu care se află în imediata vecinătate a unor fisuri din calcare cristaline, care în cazuri particulare pot conduce la texturi rubanate şi texturi concentrice (fig.14).

Texturile relicte au rezultat în cazul în care substituirea materialului iniţial nu a fost realizată în întregime.

Aspectul pătat al texturii, evident la orice scară de observaţie, reflectă etape succesive în evoluţia proceselor metasomatice care au dus la dezvoltarea diferitelor minerale.

Textura cu geode care se dezvoltă local trebuie să o atribuim unor procese de solubilizare şi de cristalizare — depunerea mineralelor din aceleaşi soluţii hidrotermale fiind ulterioară formării cavităţilor — desfăşurate în sectoarele şi în momentele cînd, local, nu erau toate condiţiile îndeplinite pentru dezvoltarea procesului metasomatic care implică, după cum a fost arătat (5), o solubilizare şi o depunere practic simultană acesta rămînînd fireşte procesul genetic net predominant în formarea zăcămîntului polimetalic de la Baia de Arieş.

Corelînd procesele de metasomatoză care au avut loc în zăcămîntul polimetalic de la Baia de Arieş, remarcăm că ele au început la temperaturi mai ridicate (formarea calcarelor cu silicaţi-granaţi) şi au continuat, cu o intensitate deosebit de puternică, spre temperaturi medii, sub acţiunea fluidelor hidrotermale, conducînd nu numai la fenomene de metamorfism caracteristice stadiului de temperatură medie (propilitizare cu formarea asociaţiei epidot-clorit), ci şi la formarea unui important zăcămînt de sulfuri polimetalice, de natură hidrometasomatică.

BIBLIOGRAFIE

1. Cochet Y. R., *Contribuţii geologice asupra zăcămintelor aurifere de la Baia de Arieş*, Rev. minelor, 1957, *10*.
2. Edwards A. B., *Textures of the ore minerals — and Their Significance*, Melbourne, 1954.

3. Fleischer M., *Minor elements in some sulfide minerals*, Ec. Geol. 50th Anniv. vol. 1905—1955, 1955, partea a II-a.
4. Ghiţulescu T. P. et Socolescu M., *Etude géologique et minière des Monts Métallifères*, An. Inst. geol. Rom., 1941, **XXI**.
5. Коржински Д. С., *Очерк метасоматических процессов*, *Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях*, Москва, 1953.
6. Ramberg H., *The origin of metamorphic and metasomatic rocks*, Univ. Chicago Press, 1952.
7. Ramdohr P., *Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen*, Berlin, 1960.
8. Сафронов Н. Л., *К теории первичных ореолов рассеяния*, Новое в методике и технике геологоразведочных работ, 1962, *5*.
9. Szádeczky-Kardoss Elemér, *Geokémia*, Budapesta, 1955.
10. Wachromejew S. A., *Erzmikroskopie*, Berlin, 1954.

Institutul de geologie şi geografie al Academiei Republicii Socialiste România.

Primită în redacţie la 10 mai 1966.

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA FAUNEI CRETACICE DIN FLIȘUL CARPAȚILOR ORIENTALI

DE

ACADEMICIAN M. G. FILIPESCU și D. GRIGORESCU

55(05)

În lucrarea de față se prezintă o bogată faună de amoniți, belemniți, inocerami, auceline etc., colectată de unul dintre autori (M. G. Filipescu) singur sau împreună cu colaboratorii săi, sau de către unii cercetători.

Pe baza unor cercetări minuțioase s-au revizuit determinările anterioare și s-au tras concluzii interesante asupra sedimentologiei și paleontologiei din timpul formării depozitelor din care provin resturile de organisme prezentate în lucrarea de față.

De asemenea, pe baza cercetării acestui material paleontologic s-au tras concluzii importante asupra stratigrafiei cretacicului din flișul Carpaților Orientali și asupra tectonicii acestei formațiuni geologice.

În așa-numita zonă a flișului din Carpații Orientali, depozitele cretatice au o mare dezvoltare și, ca urmare a unei prea reduse documentații paleontologice, orizontarea acestora prezenta multe lacune. În afara unor teze de doctorat întocmite de G. Murgeanu, M. G. Filipescu, I. Băncilă, N. Oncescu și G. Cernea, care aveau ca obiect cercetarea cretacicului, nu au existat prea multe documente paleontologice cretacice. Aceasta ca urmare fie a faptului că s-a lucrat în concepția dominantă în trecut, și anume că flișul este o formațiune lipsită sau foarte săracă în fosile, fie datorită întinderii prea mari a regiunilor în care se desfășurau cercetările, și care nu permitea să se dea o atenție deosebită existenței materialului paleontologic, și în sfîrșit, datorită faptului că, în mare măsură, interesul în cercetările făcute s-a concentrat mai ales asupra problemelor de geologie structurală.

În funcție de condițiile amintite stau legate o serie de fapte:

— Descoperirea, de către G. Murgeanu, a unor specii de amoniți în barremian — apțianul din Bucegi (48), a neohiboliților de la Fieni (41), a genului *Puzosia* pe valea Vulpei (42).

St. și cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie t. 11 nr. 2 p. 417–432 București 1966

— Descoperirea, de către M. G. Filipescu, a unei specii nedeterminabile de *Parahoplites* pe valea Teleajenului la Suzana (17), a unui exemplar de *Neohibolites minimus* în gresiile grosiere albiene de la Măciucul Bertii (17), a unor inocerami în zona de solzi de pe valea Crasnei — Teleajen (17).

— Descoperirea, de către G. Cernea, a patru specii de amoniţi în gresiile apţiene de sub vîrful Stînişoara (11).

Aceste documente paleontologice prezintă mare importanţă pentru faptul că ele au mărit inventarul materialului descoperit în flişul cretacic de către înaintaşi ca: V. Popovici-Hatzeg (56), Sava Athanasiu (3), I. Simionescu (62), Romulus Sevastos (60) ş.a.

După 1950 s-a început o intensă activitate pentru lămurirea problemelor geologice puse de cretacicul flişului Carpaţilor Orientali.

Între lucrările desfăşurate în acest scop sînt de menţionat cele efectuate de colectivele conduse de acad. prof. G. Murgeanu: D. Patrulius, Gr. Popescu, E. Avram ş.a. (49), (54), (4), de acad. prof. M. G. Filipescu: I. Drăgindă, V. Mutihac, Gr. Alexandrescu, P. Şoigan, T. Neagu, G. Iliescu, Elena Bratu, Jana Săndulescu, C. Vinogradov ş.a. (23), (25), (33), (34), de I. Băncilă (5) şi I. Marinescu (39).

Prin aceste lucrări s-a comunicat un bogat material paleontologic care a permis să se ajungă la lămurirea unor probleme stratigrafice importante cum sînt: problema vîrstei şi orizontării şisturilor negre (21), (22), (30), separarea flişului în două faciesuri sincrone—faciesul flişului intern şi faciesul flişului extern cu seria şisturilor negre (24), (31) etc. — şi la rezolvarea unor probleme tectonice importante, mai ales privind flişul intern (2), (8), (25), (31).

În lucrarea de faţă ţinem să facem o prezentare a materialului paleontologic recoltat cu ocazia cercetărilor efectuate de colectivul condus şi îndrumat de către unul dintre noi (prof. M. G. Filipescu), material completat cu cîteva exemplare interesante care se găsesc în colecţia Catedrei de paleontologie, cum sînt: exemplarele de *Peregrinella multicarinata* colectate de E. Jekelius, L. Mrazec şi I. Simionescu; un exemplar de *Inoceramus balticus* recoltat din stratele de Hangu de către geologul D. Turtureanu, cele patru exemplare de amoniţi depuse de către G. Cernea la Catedra de paleontologie.

O bună parte din material nefiind determinat a reclamat o serioasă muncă; în schimb, materialul determinat a trebuit revizuit cu multă atenţie, activitate care a necesitat aproape un an de muncă intensă. Cu această ocazie, multe determinări care nu corespundeau au fost corectate. De asemenea prezentarea taxonomică a formelor cercetate a fost pusă de acord cu modificările taxonomice stabilite în ultimii ani.

Materialul cercetat de noi — faună, microfaună şi floră — este cuprins în tabelul nr. 1 în care, pe lîngă datele taxonomice, sînt indicate şi datele geocronologice privitoare la fiecare din exemplarele cercetate.

În cele ce urmează dăm datele taxonomice şi elemente descriptive asupra organismelor cuprinse în tabelul nr. 1.

TABELUL NR. 1

LISTA ORGANISMELOR ÎNTÎLNITE ÎN DEPOZITELE FLIȘULUI CARPAȚILOR ORIENTALI

Poziția geocronologică / Materialul paleontologic	CRETACIC												
	inferior						superior						
										senonian			
	ber.	val.	h.	bar.	apt.	alb.	vr.	cen.	tur.	con.	sant.	cam.	m.
Peregrinella multicarinata (Lam.)													
Inoceramus anglicus Woods													
Inoceramus cf. anglicus Woods													
Inoceramus concentricus Park.													
Inoceramus labiatus Schlot.													
Inoceramus sp. 1													
Inoceramus sp. 2													
Inoceramus bilobatus Müller													
Inoceramus koeneni Müller													
Inoceramus cf. koeneni Müller													
Inoceramus lamarcki var. cuvieri Sow.													
Inoceramus inconstans Woods													
Inoceramus shikotanensis Inai Ms.													
Inoceramus regularis d'Orb.													
Inoceramus sp. 3													
Inoceramus cf. crassus Petrascheck													
Inoceramus balticus Böhm													
Aucellina gryphaeoides (Sow.)													
Aucellina cf. gryphaeoides (Sow.)													
Aucellina sp. 1													
Aucellina sp. 2													
Aucellina sp. 3													
Pycnodonta vesicularis d'Orb.													
Monopleura sp.													
Nautilus sp.													
Tetragonites sp.													
Pictetia sp.													
Costidiscus recticostatus (d'Orb)													
Hamites cf. attenuatus Sow.													
Hamites maximus Sow.													
Hamites sp. 1													
Hamites sp. 2													
Hamites (?) sp. 3													
Hamites (?) sp. 4													
Idiohamites cf. spiniger Sow.													
Scaphites cf. hugardianus (d'Orb.)													
Anisoceras sp.													
Scaphites sp. 1													
Scaphites sp. 2													
Scaphites sp. 3													
Ptychoceras sp.													
Puzosia mayoriana (d'Orb.)													
Puzosia (?) sp.													
Pachidiscus sp.													
Karapadites rabenjanaharyi Collign.													
Pseudothurmannia angulicostata (d'Orb.)													
Dufrenoya furcata (Sow.)													
Parahoplites sp													
Deshayesites consobrinoides Sinz.													
Deshayesites sp.													
Acanthoplites cf. laticostatus Sinz.													
Acanthoplites aschiltaensis (Anthula)													
Acanthoplites sp.													
Douvilleiceras mamillatum Schlot.													
Hoplites dentatus Sow.													
Acanthoceras sp.													
Punctaptychus cinctus Trauth													
Punctaptychus punctatus Voltz													
Punctaptychus Voltz var. fracostata Tr.													
Lamellaptychus sp.													
Neohibolites minimus (Lister)													
Neohibolites minor Stolley													
Neohibolites ultimus (d'Orb.)													
Neohibolites aptiensis Kil. var. strombeckiformis Stol.													
Neohibolites strombecki Müller													
Parahibolites pseudoduvalia Sinz.													
Crinoizi													
Solzi de pești													
Radiolari													
Orbitolina lenticularis Lam.													
Solenopora rumana Sim.													
Cinnamomum sp.													
Tintinopsella carpathica (Murg. et Filip.)													

Cl. **BRACHIOPODA** Dumeril, 1807

Ord. **TELOTREMATA IMPUNCTATA (TELOTREMATA** Becher, 1891)

Superfam. ***RHYNCHONELLACEA*** Schuchert, 1896

Fam. **CAMAROTOECHIIDAE** Schuchert et Le Vene, 1929

Subfam. **RHYNCHONELINAE** Gill., 1871 *(s. str.)*

Gen. **Peregrinella** Oehlert, 1887

Peregrinella multicarinata (Lamarck)
(Pl. I, fig. 4)

1911, *Peregrinella multicarinata* Toula (68), p. 27, pl. 3, fig. 2—7.
1957, *Peregrinella multicarinata* Biernat (7), p. 19—50, pl. I—VII.

Cl. **LAMELLIBRANCHIATA** Blainville, 1816

Ord. **DYSODONTA** Neumayr, 1883

Fam. **PERNIDAE** Zittel **(ISOGNOMONIDAE)**

Gen. **Inoceramus** Sowerby, 1819

Inoceramus anglicus Woods
(Pl. V, fig. 41)

1911, *Inoceramus anglicus* Woods (71), vol. II, p. 264, pl. 45, fig. 8—10.
1930, *Inoceramus* cf. *anglicus* Passendorfer (48), p. 590 (240), pl. I, fig. 45.
1952, *Inoceramus anglicus* Sikošek (61), pl. II, fig. 4.

Inoceramus concentricus Parkinson
(Pl. V, fig. 40)

1911, *Inoceramus concentricus* Woods (71), vol. II, p. 267, pl. 45, fig. 11; pl. 46, fig. 1—10; pl. 47, fig. 1—2.
1952, *Inoceramus concentricus* Sikošek (61), pl. II, fig. 3.

Inoceramus bilobatus Müller
(Pl. VI, fig. 56)

1887, *Inoceramus bilobatus* Müller (40), p. 414, pl. 18, fig. 2.
1929, *Inoceramus bilobatus* Heine (35), p. 49, pl. IV, fig. 18, 19.

Exemplarul nostru, deși incomplet, este foarte asemănător cu cel figurat de F. Heine. Atrage îndeosebi atenția similitudinea dispoziției coastelor din jumătatea inferioară a valvei, care formează un unghi în „V" caracteristic, a cărui valoare scade către marginea inferioară.

F. Heine citează această formă din emscherian (senonian inferior) — zona cu *Inoceramus involutus*.

Prezenţa ei în partea superioară a orizontului marnelor cenuşii, de vîrstă cenomanian superior — turonian inferior, constituie un indiciu al apariţiei sale din turonianul inferior.

Inoceramus labiatus (Schlotheim)

1899, *Inoceramus labiatus* Simionescu (63), p. 23, pl. I, fig. 9; pl. II, fig. 2.

1911, *Inoceramus labiatus* Woods (71), p. 281, pl. 50; text fig. 37.

1929, *Inoceramus labiatus* Heine (35), p. 56, pl. V, fig. 25, 26.

1958, *Inoceramus labiatus* Koţiubinski (38), p. 9, pl. I, fig. 6, 7.

1961, *Inoceramus labiatus* Ronchetti (59), p. 348, pl. XXIV, fig. 1—4.

Inoceramus incostans Woods

(Pl. VIII, fig. 69)

1912, *Inoceramus incostans* Woods (71), p. 285, pl. 51, fig. 1—4; text fig. 42, 43, 49.

1929, *Inoceramus incostans* Heine (35), p. 61, pl. VI, fig. 32, 33.

1958, *Inoceramus incostans* Koţiubinski (38), p. 12, pl. IV, fig. 19—22.

Inoceramus koeneni Müller

(Pl. VIII, fig. 68)

1887, *Inoceramus koeneni* Müller (40), p. 412, pl. 17, fig. 1.

1928, *Inoceramus koeneni* Heinz (36), p. 37, pl. III, fig. 2.

1929, *Inoceramus koeneni* Heine (35), p. 98, pl. X, fig. 47, 48; pl. XV, fig. 63; pl. XVII fig. 66; pl. XVIII, fig. 67.

Inoceramus shikotanensis Inai Ms.

(Pl. IX, fig. 74)

1932, *Inoceramus shikotanensis* Nagao Takumi, S. Matumoto (44).

Inoceramus lamarcki var. **cuvieri** Sowerby

(Pl. VIII, fig. 65)

1911, *Inoceramus lamarcki* var. *cuvieri* Woods (71), p. 307, pl. LIII, fig. 7; text fig. 73—84.

Inoceramus cf. **crassus** Petrascheck

(Pl. VIII, fig. 71)

1903, *Inoceramus crassus* Petrascheck (50), p. 164, pl. VIII, fig. 4.

Inoceramus regularis d'Orbigny

(Pl. VIII, fig. 70)

1922, *Inoceramus regularis* Cottreau (15), p. 32, pl. III, fig. 6.

1958, *Inoceramus regularis* Koţiubinski (38), p. 19, pl. IX, fig. 34, 35.

Inoceramus balticus Böhm
(Pl. IX, fig. 77)

1911, *Inoceramus balticus* Woods (71), p. 293, text fig. 51—53.
1958, *Inoceramus balticus* Koțiubinski (38), p. 18, pl. VIII, fig. 33.

Fam. **PTERIIDAE** Meek (**AVICULIDAE** Lamarck)

Gen. **Aucellina** Pompeckj, 1901

Aucellina gryphaeoides (Sowerby)
(Pl. III, fig. 19—22)

1901, *Aucellina gryphaeoides* Pompeckj (54), p. 354, pl. XVI, fig. 6—8.
1905, *Aucellina gryphaeoides* Woods (71), p. 72, pl. X, fig. 6—13.
1952, *Aucellina gryphaeoides* Dimitrova (16), p. 315, pl. I, fig. 4.

Fam. **OSTREIDAE** Lamarck

Gen. **Pycnodonta** Fischer de Waldheim, 1835

Pycnodonta vesicularis d'Orbigny
(Pl. IX, fig. 76)

1906, *Gryphaea vesicularis* Boule et Thevenin (8), p. 49, (7), pl. II, fig. 3.
1913, *Ostrea vesicularis* Woods (71), p. 360, pl. LV, fig. 4—9; text fig. 143—182.
1934, *Ostrea vesicularis* Andert (1), p. 180, pl. 10, fig. 4—6; text fig. 20.
1961, *Pycnodonta vesicularis* Ronchetti (59), p. 353, pl. XXVII, fig. 8.

Cl. **CEPHALOPODA** Cuvier, 1795

Subcl. **AMMONOIDEA** Bather, 1888

Ord. **AMMONITIDA** *(s. l.)*

Subord. **LYTOCERATINA** Hyatt, 1889

Superfam. ***HAMITACEAE*** C. W. Wright et E. V. Wright, 1951

Fam. **MACROSCAPHITIDAE** Hyatt, 1900

Gen. **Costidiscus** Uhlig, 1883

Costidiscus recticostatus (d'Orbigny)
(Pl. VII, fig. 60 și 61)

1938, *Costidiscus recticostatus* Roman (58), p. 37, pl. IV, fig. 32.
1958, *Costidiscus recticostatus* Osnovi paleontologhii-Ammonoidei, p. 60, pl. XXIII, fig. 2a, b.

Fam. **HAMITIDAE** Hyatt, 1900

Gen. **Hamites** Parkinson, 1811

Hamites cf. attenuatus Sowerby
(Pl. IV, fig. 30)

1938, *Hamites attenuatus* Roman (58), p. 45, pl. V, fig. 43.

1958, *Hamites attenuatus* Osnovî paleontologhii-Ammonoidei, p. 62, pl. XXIII, fig. 5, 6.

Hamites maximus Sowerby
(Pl. III, fig. 23)

1860, *Hamites maximus* Pictet et Campiche (53), p. 96.

1897, *Hamites maximus* Parona et Bonarelli (47), p. 104, pl. XIV (V), fig. 14.

Superfam. ***SCAPHITACEAE*** C. W. Wright et E. V. Wright, 1951

Fam. **SCAPHITIDAE** Meek, 1876

Gen. **Scaphites** Parkinson, 1811

Scaphites cf. hugardianus d'Orbigny
(Pl. V, fig. 43)

1928, *Scaphites hugardianus* Collignon (12), p. 53, pl. V, fig. 12.

Scaphites sp. 1
(Pl. V, fig. 44 şi 45)

Avem două exemplare de formă discoidală, cu înrulare tipic scafitoidă, prezentînd două tururi de spiră involute, dintre care ultimul se dezvoltă foarte mult în raport cu celălalt; este înalt şi se curbează mult, formînd o crosă bine dezvoltată. Caracterul aperturii nu este distinct, formele fiind puternic prinse în rocă. Ornamentaţia, mai bine reprezentată la primul exemplar, este formată din coaste fine, paralele către apertura cochiliei, urmate de coaste bine reliefate, din loc în loc bifurcate.

Prin caracterele prezentate, formele respective nu pot fi comparate cu nici una din literatura consultată. B. J. Reeside jr. (57), care s-a ocupat cu repartiţia stratigrafică a genului *Scaphites*, arată că în Upper Gault singura formă cunoscută este *Scaphites hugardianus* d'Orb. cu care de asemenea nu putem compara exemplarele noastre. Stadiul actual al cercetărilor noastre nu ne permite încă să precizăm dacă formele cercetate de noi aparţin unei noi specii.

Localizare: albian superior — Bodoc, în pînza internă superioară a flişului intern.

Subord. **AMMONITINA** Hyatt, 1889

Superfam. ***DESMOCERATACEAE*** C. W. Wright et E. V. Wright, 1951

Fam. **DESMOCERATIDAE** Zittel, 1895

Subfam. **PUZOSIINAE** Spath, 1922

Gen. **Puzosia** Bayle, 1878

Puzosia mayoriana (d'Orbigny)
(Pl. IV, fig. 33–37)

1840, *Ammonites mayori* d'Orbigny (46), pl. LXXIX, fig. 1–3.
1907, *Puzosia mayoriana* Jacob (37), p. 38, pl. XVI, fig. 1a, b, 2–4.
1921, *Puzosia mayoriana* Spath (65), p. 42, pl. I, fig. 9a, b, 10 a, b; text fig. 10.

Fam. **KOSSMATICERATIDAE** Spath, 1922

Gen. **Karapadites** Collignon, 1953

Karapadites rabenjanaharyi Collignon
(Pl. IX, fig. 73)

1955, *Karapadites rabenjanaharyi* Collignon (14), p. 32, pl. VII, fig. 2 a, 2 b.

Superfam. ***HOPLITACEAE*** Spath, 1922

Fam. **PARAHOPLITIDAE** Spath, 1922

Subfam. **HEMIHOPLITINAE** Spath, 1924

Gen. **Pseudothurmannia** Spath, 1923

Pseudothurmannia angulicostata (d'Orbigny)
(Pl. VII, fig. 58 şi 59)

1858, *Ammonites angulicostatus* Pictet et Loriol (51), p. 25, pl. IV, fig. 3 a-d.
1938, *Parahoplites* (*Pseudothurmannia*) *angulicostatus* Roman (58), p. 347, pl. XXXIV, fig. 328, 329.
1958, *Pseudothurmannia angulicostata* Osnovî paleontologhii-Ammonoidei, p. 101, pl. XLVI, fig. 5.

Gen. **Dufrenoya** (Burckhardt) Kilian, 1915

Dufrenoya furcata (Sowerby)
(Pl. II, fig. 13)

1858, *Ammonites dufrenoyi* Pictet et Renevier (52), p. 22.
1958, *Dufrenoya furcata* Osnovî paleontologhii-Ammonoidei, p. 102, pl. XLVII, fig. 2a, b.

Subfam. **PARAHOPLITINAE** *(s. str.)*

Gen. **Deshayesites** Kasanski, 1914 (Syn. **Parahoplitoides** Spath, 1922)

Deshayesites consobrinoides Sinzow
(Pl. II, fig. 7)

1898, *Hoplites consobrinoides* Sinzow (64), p. 9, pl. A, fig. 8—10.

Subfam. **ACANTHOPLITINAE** Stoianow, 1949

Gen. **Acanthoplites** Sinzow, 1908

Acanthoplites aschiltaensis (Anthula)
(Pl. II, fig. 15)

1900, *Parahoplites aschiltaensis* Anthula (2), p. 117, pl. IX, fig. 2—4; pl. X, fig. 1.
1938, *Acanthoplites aschiltaensis* Roman (58), p. 348, pl. XXXIV, fig. 330, 331.

Fam. **DOUVILLEICERATIDAE** Spath, 1923

Gen. **Douvilleiceras** De Gross, 1894

Douvilleiceras mamillatum Schlotheim
(Pl. IV, fig. 27—29)

1841, *Ammonites mamillatus* d'Orbigny (46), p. 249, pl. LXXII, fig. 1—2.
1858, *Ammonites mamillaris* Pictet et Renevier (52), p. 23, pl. II, fig. 1.
1897, *Douvilleiceras mamillatum* Parona et Bonarelli (47), p. 95, pl. XIII (IV), fig. 4—5.
1923, *Douvilleiceras mamillatum* Spath (65), p. 63, pl. IV, fig. 3 a, b; pl. V, fig. 1—4.
1938, *Douvilleiceras mamillatum* Roman (58), p. 423, pl. XLIII, fig. 411.
1958, *Douvilleiceras mamillatum* Osnovî paleontologhii-Ammonoidei, p. 117, pl. LVI, fig. 6 a, b, 7 a, b.

Fam. **HOPLITIDAE** (Douville, 1890) Hyatt emend. Spath, 1925

Gen. **Hoplites** (*s.l.*) Neumayr, 1875

Hoplites dentatus Sowerby
(Pl. V, fig. 42)

1897, *Hoplites dentatus* Parona et Bonarelli (47), p. 91, pl. XII (III), fig. 3.
1922, *Hoplites dentatus* Spath (65), p. 101, pl. VII, fig. 5—10; text fig. 23—24.
1938, *Hoplites dentatus* Roman (58), p. 364, pl. XXXVI, fig. 344.
1958, *Hoplites dentatus* Osnovî paleontologhii-Ammonoidei, p. 112, pl. LIII, fig. 2 a, b.

Subcl. **DIBRANCHIATA** Owen, 1836

Ord. **DECAPODA** Leach, 1818

Subord. **BELEMNOIDEA** Naef, 1912

Fam. **BELEMNITIDAE** (d'Orbigny), 1845 (*s. str.*) (**EUBELEMNITIDAE** Pavlow, 1913)

Subfam. **HASTATINAE** Stolley, 1919

Gen. **Neohibolites** Stolley, 1919

Neohibolites minimus (Lister)
(Pl. IV fig. 38; pl. VII, fig. 64)

1858, *Belemnites minimus* Pictet et Loriol (51), p. 105, pl. XIII, fig. 1–6.
1930, *Neohibolites minimus* Passendorfer (48), p. 675 (325), pl. IV, fig. 81 a–f.
1954, *Neohibolites minimus* var. *minimus* (*s. str.*) Swinerton (67), p. 71, pl. XVII (1), fig. 17, 18, 22–35; pl. XVIII (2), fig. 1–6.
1958, *Neohibolites minimus* Osnovî paleontologhii-Ammonoidei, Konikonhii, p. 160, pl. LXIX, fig. 6.

Neohibolites minor Stolley
(Pl. VII fig. 64)

1930, *Neohibolites* (*Belemnites*) *minor* Passendorfer (48), p. 674 (324), pl. IV, fig. 80 a, b.

Neohibolites ultimus (d'Orbigny)
(Pl. VI, fig. 49–54)

1906, *Belemnites ultimus* Boule, Lemoine et Thevenin (9), p. 177 (5), pl. I, fig. 1–3.
1929, *Belemnites* (*Hibolites*) *ultimus* Collignon (12), p. 71, pl. VII, fig. 20–22.
1954, *Neohibolites minimus* var. *ultimus* Swinerton (67), p. 77, pl. XVIII (2), fig. 39–42.

Observaţii. Avem 30 de exemplare care prezintă în starea actuală rostrumul cu lungimea pînă la 45 mm. Lungimea estimată a rostrumului este însă mai mare, considerînd faptul că la cele mai multe dintre exemplarele noastre regiunea alveolară lipseşte. Diametrul maxim al rostrumului este situat în partea centrală şi el variază între 4,2 şi 6 mm. Diametrul rostrumului se micşorează treptat către regiunea apicală. Unghiul apical are valori cuprinse între 19 şi 31°. În partea superioară se observă mai mult sau mai puţin pregnant o aplatizare a rostrumului. Indicele de aplatizare (raportul dintre diametrul mic şi diametrul mare) variază între 0,83 şi 0,96.

Efectuînd măsurători asupra tuturor acestor exemplare am putut separa grafic existenţa a 6 domenii în care se plasează exemplarele noastre. În separarea acestor domenii am folosit drept parametri indicele de aplatizare (pe abscisă) şi raportul dintre diametrul mare şi lungimea reală a rostrumului (pe ordonată). În seria exemplarelor noastre se pot stabili astfel treceri gradate, fapt care ne îndreptăţeşte să considerăm fiecare domeniu separat ca aparţinînd unor varietăţi ale speciei *Neohibolites ultimus* (d'Orb.).

Localizare : orizontul marnelor roşii inferioare din pînza internă inferioară a flişului intern.

Gen. **Parahibolites** Stolley, 1919

Parahibolites pseudoduvalia Sinzow
(Pl. IV, fig. 39)

1958, *Parahibolites pseudoduvalia* Osnovî paleontologhii-Ammonoidei, Konikonhii, p. 160, pl. LXIX, fig. 9.

Pe baza faunei menţionate şi descrise s-a ajuns la interesante rezultate stratigrafice şi tectonice privind flişul Carpaţilor Orientali, rezultate pe care le sintetizăm în cele ce urmează.

După criterii paleontologice, litologice şi structurale se pot separa în Carpaţii Orientali un fliş intern şi un fliş extern.

Sedimentarea flişului intern s-a realizat într-un bazin al cărui fundament era constituit din formaţiuni cristalino-mezozoice carpatice. Depozitele flişului extern s-au format într-un bazin de sedimentare situat pe un fundament cristalino-paleozoic-mezozoic, aparţinînd kratonelor extracarpatice, un fundament exotic. Fundamentele celor două bazine de sedimentare menţionate erau afectate de puternice fracturi adînci. Aceste fracturi favorizau, în fazele de paroxism orogenic, intense erupţii vulcanice submarine şi accentuate modificări structurale, care conduceau la stabilirea unor condiţii de sedimentare cu totul deosebite în cele două bazine.

Astfel, în bazinul de sedimentare al flişului intern, în timpul cretacicului inferior, au existat în general condiţii liniştite. Fundamentul compartimentat al bazinului, în general ridicat, era afectat de oscilaţii verticale care în unele compartimente erau mai accentuate, aducîndu-le pînă la suprafaţă sub formă de insule sau creste, care favorizau o sedimentare accentuat psamito-psefitică. Fracturile care compartimentau acest fundament erau prea puţin afectate pentru a favoriza frecvente şi intense manifestări vulcanice submarine de felul celora din stratele de Azuga.

În asemenea condiţii de sedimentare, mediul de viaţă era propice în anumite perioade pentru dezvoltarea organismelor calcaroase, realizîndu-se uneori chiar posibilitatea formării recifelor (faciesul urgonian). În cea mai mare parte din timp însă, din cauza marii bogăţii în suspensiuni argiloase, în apele acestui bazin nu se puteau dezvolta organismele decît prea puţin, motiv pentru care depozitele pelitice ale cretacicului inferior sînt în general sărace în resturi de faună.

La sfîrşitul albianului, o mare parte a fundamentului bazinului de sedimentare al flişului intern, partea exterioară a acestui fundament, s-a scufundat puternic după o accentuată fractură profundă şi astfel s-a creat în acest bazin o compartimentare distinctă ; un compartiment ridicat la interior şi un compartiment foarte scufundat şi fracturat la exterior.

În compartimentul interior, cu fundament ridicat, continuau condiţiile de sedimentare din cretacicul inferior, formîndu-se sedimente

TABELUL NR. 2

REPARTIȚIA FAUNEI ȘI FLOREI CRETACICE STUDIATE PE UNITĂȚI TECTONICE

Unități tectonice / Diviziuni stratigrafice	FLIȘUL INTERN: Pînza internă superioară	FLIȘUL INTERN: Pînza internă inferioară	FLIȘUL EXTERN: Zona de solzi	FLIȘUL EXTERN: Pînza de Tarcău
SENONIAN – MAASTRICHTIAN		orizontul marnos cu globotruncane și Belemnitella mucronata	orizontul marnelor roșii și verzi	Pycnodonta vesicularis, Nautilus sp. 1, Karapadites rabenjanaharyi, Pachydiscus sp., Inoceramus crassus, I. sp., I. shikotonensis, I. regularis, I. koeneni, I. inconstans, I. lamarcki; str. de Rangu, I. balticus, str. de Lupchianu; str. de Tisaru; str. de Streiu
SENONIAN – CAMPANIAN		orizontul marnos roșu-cenușiu cu tufite și radiolarite	strate de Lupchianu	
SENONIAN – SANTONIAN		orizontul gresiilor grosiere cu fragmente de inocerami, Ostrea și Hipurites	marne roșii și verzi, tufuri, jaspuri	
SENONIAN – CONIACIAN		orizontul marnelor cenușii nisipoase cu sferosiderite	strate de Streiu	
TURONIAN		orizontul marnelor roșii superioare	Seria șisturilor negre – complexul stratelor de Zagon syn. seria de Godula: Inoceramus labiatus	Seria șisturilor negre – stratele de Zagon syn. seria de Godula
CENOMANIAN	conglomeratele de Bucegi-Zăganu-Ceahlău	orizontul marnelor cenușii cu: Acanthoceras sp., Inoceramus cf. bilobatus, Scaphites sp. 3, solzi de pesti, Hamites (?) sp. 4, Cinnamomum	Inoceramus sp. 1	
VRACONIAN		zona marnelor roșii inferioare cu: Neohibolites ultimus și foraminifere	Inoceramus sp. 2; Neohibolites turtziae	
ALBIAN	o. grezos: Scapites sp. 1, sp. 2, S. cf. hugardianus, Hamites sp., H. cf. attenuatus, Pictetia sp., Idiohamites cf. spinger, Hoplites dentatus, Parahibolites pseudoduvalia, Puzosia mayoriana, Neohibolites minimus, Inoceramus anglicus, I. concentricus	orizontul grezos	compl. gresiei glauconitice silicifiate: Neohibolites minor, Neohibolites minimus, Neohibolites strombecki	complexul gresiei glauconitice silicifiate
	o. șistos: Hamites sp. 2, sp. 3, maximus, Puzosia sp., Tetragonites sp., Anisoceras sp., Neohibolites minimus, Aucellina gryhoides sp. 1, 2, 3	orizontul șistuos		
APȚIAN	grezos de Teliu: Acanthoplites aschiltaensis, Dufrenoya furcata, Parahoplites sp., Orbitolina lenticularis	?	complexul șistos: Neohibolites aptiensis var. strombeckiformis	complexul șistos
	șistos: Deshayesites consobrinoides, D. sp., Acanthoplites laticostatus, crinoizi; URGONIAN: Solenopora rum., Monopleura sp.	?		
BARREMIAN	strate de Comarnic-Bistra	?	compl. sferosideritic: Teschera Hradiste Wernsdorf: Costidiscus recticostatus	complexul sferosideritic
HAUTERIVIAN			Pseudothurmannia angulicostata, Pseudothurmannia sp.	
VALANGINIAN	strat de Sinaia	?	Neocommites neocomiensis	
BERRIASIAN		?	stratele cu Aptychus și cu Tintinnidae	?

Seria de cordilieră = str. de Alunișu; Fliș extern

pelito-psamito-psefitice. În compartimentul exterior, cu fundament foarte scufundat și fracturat, s-au format sedimente pelitice ale cretacicului superior, foarte bogate în foraminifere, belemniți și inocerami, sedimente caracterizate prin numeroase intercalații de tufuri vulcanice legate de un intens vulcanism submarin. Aceste erupții au favorizat dezvoltarea în epocile corespunzătoare a radiolarilor cuprinși în radiolarite și jaspuri, care însoțesc acele orizonturi de piroclastite (18), (20), (25).

Într-unele dintre depozitele pelitice ale cretacicului superior sînt conservate admirabile impresiuni de frunze, ca acelea de *Cinnamomum* din marnele cenușii de la Teliu, frunze purtate de vînt de pe uscat în mare.

În timpul orogenezei laramice, sedimentele cretacice formate în compartimentul ridicat al flișului intern au alunecat gravitațional peste sedimentele cretacice superioare, formate în compartimentul coborît de la exteriorul flișului intern (24), (31). Astfel a luat naștere pînza internă superioară (M. G. F i l i p e s c u) sau pînza vest-internă (I. B ă n c i l ă). Linia de contact dintre aceste pînze trece prin : Cîmpulungul-Moldovenesc — Stînișoara — Lutul-Roșu (Ceahlău) — Cernatu — Măgheruș — Teliu — Suzana — Nebunul-Sterp — Comarnic (?). Ea a fost semnalată pentru prima dată în 1936 de M. G. F i l i p e s c u (18) și denumită de I. B ă n c i l ă (5) în 1952, linia Lutul-Roșu. În lungul acestei linii se eșalonează klippe de strate cu *Aptychus* (31).

Sedimentele cretacice aparținînd compartimentului scufundat al flișului intern au alunecat și ele sub forma unei pînze de șariaj — pînza internă inferioară (M. G. F i l i p e s c u), sau pînza est-internă (I. B ă n c i l ă) — peste flișul extern.

În ceea ce privește flișul extern, condițiile de sedimentare din timpul cretacicului au fost într-o mare măsură deosebite de acelea din bazinul de sedimentare al flișului intern. Ca o consecință a acestui fapt au variat și condițiile de viață și, ca atare, sedimentele cretacice, formate în cele două bazine, se prezintă sub faciesuri diferite.

În timpul cretacicului inferior, fundamentul bazinului de sedimentare în care s-a format flișul extern, fundament exotic, alcătuit din gnaise oculare („Augengneiss"), șisturi verzi cu intercalații de grauwacke cu feldspat roșu, granite și sienite cu feldspat roșu asemănătoare cu cele din Platforma Podolică etc., judecînd după resturile de crinoizi, de spongieri, de brachiopode și de briozoare, care se întîlnesc destul de rar în sedimentele formate în acest timp, nu se găsea la o adîncime mai mare de 500 m.

Acest fundament era afectat de importante fracturi adînci, care-l separau în compartimente. Sub influența fenomenelor orogenice și epirogenice din timpul cretacicului inferior, aceste compartimente ale fundamentului oscilau, se deplasau unele față de altele, unele ajungînd chiar în situația de insule sau creste care alimentau o sedimentare psefito-psamitică destul de pronunțată.

Datorită acestor oscilații ale compartimentelor, în lungul fracturilor menționate, pe aceste suprafețe de discontinuitate, se manifestau intense fenomene magmatice sub formă de intruziuni („Teschenite"), erupții subaeriene (andezite) și mai ales erupții submarine sub formă de tufuri vulcanice cu compoziție bazică și neutră (20), (31).

Prin descompunerea cenuşelor vulcanice, sub acţiunea apelor şi a bacteriilor din apele mării, se puneau în libertate oxizii de siliciu, de fier, de mangan. Aceşti compuşi chimici favorizau dezvoltarea organismelor silicioase şi în special a radiolarilor, precum şi diferite fenomene diagenetice ca silicifierea sedimentelor, impregnarea lor cu oxizi de fier şi de mangan şi formarea pelosideritelor.

Datorită acestui complex proces bio-fizico-chimic, depozitele cretacic inferioare ale flişului extern se prezintă în general cu o culoare neagră, de unde numele ce li s-a atribuit : „şisturi negre" (21).

În asemenea condiţii din timpul cretacicului inferior, în bazinul de sedimentare al flişului extern, condiţiile de viaţă erau mult mai nefavorabile decît în bazinul de sedimentare al flişului intern. În ceea ce priveşte moluştele : lipsesc gastropodele, sînt foarte rare lamelibranhiatele şi amoniţii, mai frecvent se întîlnesc belemniţii, iar în ceea ce priveşte microfauna, foraminiferele sînt destul de rare, în timp ce radiolarii sînt bine reprezentaţi.

La sfîrşitul albianului, condiţiile de sedimentare şi de viaţă în bazinul de sedimentare al flişului extern se schimbă cu totul faţă de cele din cretacicul inferior.

Mişcările scoarţei care au avut loc în timpul apţianului şi albianului, corespunzătoare fazei austrice, au adus întense modificări în morfologia fundamentului acestui bazin de sedimentare. S-au produs denivelări mari între compartimentele acestui bazin de sedimentare şi astfel au luat naştere subbazine, în care condiţiile de sedimentare şi de mediu au fost cu totul deosebite. Caracterul deosebit al sedimentării în aceste subbazine, care se manifesta într-o oarecare măsură în cretacicul superior, se accentuează foarte mult, mai ales în paleogen, ca efect al accentuării modificării morfologiei fundamentului în urma orogenezei laramice.

Prin aceste modificări ale fundamentului s-au realizat cel puţin cinci zone de sedimentare în flişul extern.

PLANŞA I

Fig. 1. — *Punctaptychus punctatus* Voltz (× 1,4). Col. M. G. Filipescu. Berriasian. Valea Cărbunarea — Teliu (reg. Braşov).

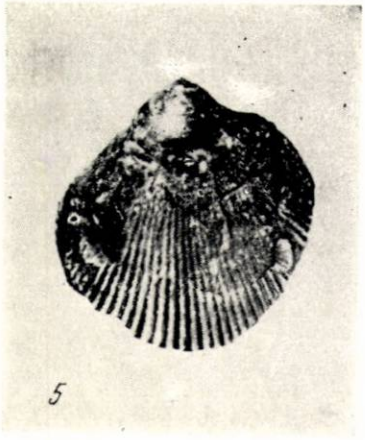
Fig. 2. — *Lamellaptychus* sp. (× 1,4). Col. M. G. Filipescu. Berriasian. Valea Cărbunarea — Teliu (reg. Braşov).

Fig. 3. — *Lamellaptychus* sp. (× 0,7). Col. M. G. Filipescu. Berriasian. Valea Cărbunarea — Teliu (reg. Braşov).

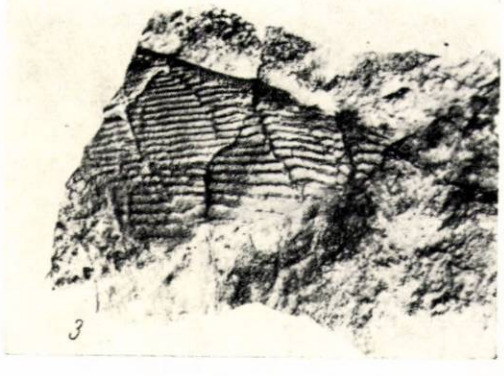
Fig. 4. — *Peregrinella multicarinata* (Lamarck) (× 0,7). Col. I. Simionescu. Strate de Sinaia (valanginian — hauterivian). Flişul intern : pînza internă superioară. Loc. Zizin (reg. Braşov).

Fig. 5. — *Peregrinella multicarinata* (Lamarck) (× 0,7). Col. L. Mrazec. Strate de Sinaia (valanginian — hauterivan). Flişul intern : pînza internă superioară. Loc. Zizin (reg. Braşov).

4


5

2


3

1

PLANȘA II

Fig. 6. — *Acanthoplites* cf. *laticostatus* Sinz. (× 0,56). Col. M. G. Filipescu.
Barremian — apțian. Flișul intern: pînza internă superioară.
Loc. Micfalău — valea Cherecheș (reg. Brașov).

Fig. 7. — *Deshayesites consobrinoides* Sinz. (× 0,7). Col. M. G. Filipescu.
Apțian inferior. Flișul intern : pînza internă superioară.
Loc. Micfalău — valea Cherecheș (reg. Brașov).

Fig. 8. — *Deshayesites* sp. (× 0,7). Col. M. G. Filipescu.
Apțian inferior. Flișul intern : pînza internă superioară.
Loc. Micfalău — valea Cherecheș (reg. Brașov).

Fig. 9. — Entroce de crinoizi în șisturi nisipoase cenușii (× 1,4). Col. M. G. Filipescu.
Apțian inferior. Flișul intern : pînza internă superioară.
Loc. Micfalău — valea Cherecheș (reg. Brașov).

Fig. 10. — *Solenopora rumana* Sim. (× 0,7). Col. M. G. Filipescu.
Urgonian. Flișul intern : pînza internă superioară. Vîrful Tesla (reg. Brașov).

Fig. 11. — *Monopleura* sp. (× 0,7). Col. M. G. Filipescu.
Urgonian, la baza conglomeratelor de Zăganu. Flișul intern : pînza internă superioară.
Loc. Bratocea (reg. Brașov).

Fig. 12. — *Parahoplites* sp. (× 0,7). Col. G. Cerna.
Apțian superior. Flișul intern : pînza internă superioară.
Loc. șoseaua Borca — Stînișoara (reg. Bacău).

Fig. 13. — *Dufrenoya furcata* (Sow.) (× 0,7). Col. G. Cernea.
Apțian superior. Flișul intern : pînza internă superioară.
Loc. șoseaua Borca — Stînișoara (reg. Bacău).

Fig. 14. — *Acanthoplites* sp. (× 1,4). Col. G. Cernea.
Apțian superioar. Flișul intern : pînza internă superioară.
Loc. șoseaua Borca — Stînișoara (reg. Bacău).

Fig. 15. — *Acanthoplites aschiltaensis* (Anthula) (× 0,7). Col. G. Cernea.
Apțian superior. Flișul intern : pînza internă superioară.
Loc. șoseaua Borca — Stînișoara (reg. Bacău).

23

26

24

25

19

20

21

22

16

17

18

PLANȘA IV

Fig. 27—29. — *Douvilleiceras mamillatum* Schlot. (× 0,7). Col. Filipescu — Bratu.
Albian superior. Flișul intern: pînza internă superioară. Loc. Bodoc (reg. Brașov).

Fig. 30. — *Hamites* cf. *attenuatus* Sow. (× 1,4). Col. Filipescu — Bratu.
Albian superior. Flișul intern: pînza internă superioară. Loc. Bodoc (reg. Brașov).

Fig. 31. — *Hamites* sp. 1 (× 1,4). Col. M. G. Filipescu.
Albian superior. Flișul intern: pînza internă superioară. Loc. Bodoc (reg. Brașov).

Fig. 32. — *Pictetia* sp. (× 0,7). Col. Filipescu — Bratu.
Albian superior. Flișul intern: pînza internă superioară. Loc. Bodoc (reg. Brașov).

Fig. 33—35. — *Puzosia mayoriana* (d'Orb.) (× 0,7). Col. Filpescu — Bratu.
Albian superior. Flișul intern: pînza internă superioară. Loc. Bodoc (reg. Brașov).

Fig. 36 și 37. — *Puzosia mayoriana* (d'Orb.) (× 1). Col. Filipescu — Bratu.
Albian superior. Flișul intern: pînza internă superioară. Loc. Bodoc (reg. Brașov).

Fig. 38. — *Neohibolites minimus* (List.) (× 0,7). Col. M. G. Filipescu.
Albian superior. Flișul intern: pînza internă superioară. Loc. Toria (reg. Brașov).

Fig. 39. — *Parahibolites pseudoduvalia* Sinz. (× 0,7). Col. M. G. Filipescu.
Albian superior. Flișul intern: pînza internă superioară. Loc. Toria — valea Slipeș (reg. Brașov).

33

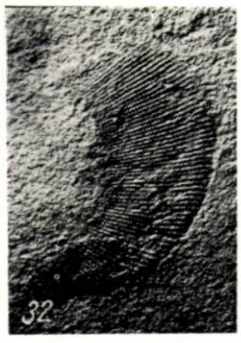
34

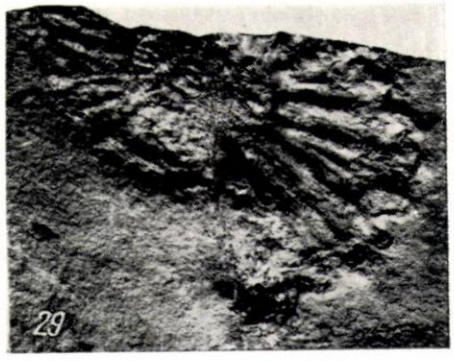
36

35

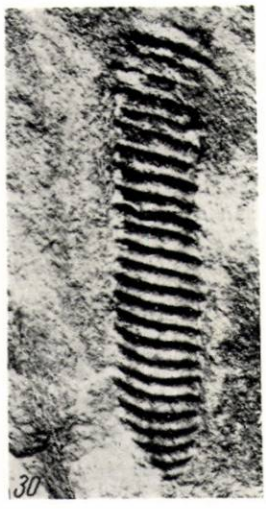
37

28


32


29

27


30

31

38

39

PLANȘA V

Fig. 40. — *Inoceramus concentricus* Park. (× 0,7). Col. Filipescu — Bratu. Albian superior. Flișul intern : pînza internă superioară. Loc. Bodoc (reg. Brașov).

Fig. 41. — *Inoceramus anglicus* Woods (× 0,7). Col. Filipescu — Bratu. Albian superior. Flișul intern : pînza internă superioară. Loc. Bodoc (reg. Brașov).

Fig. 42. — *Hoplites dentatus* Sow. (× 0,7). Col. Filipescu — Vinogradov. Albian superior. Flișul intern : pînza internă superioară. Loc. Poiana-Florilor (reg. Brașov).

Fig. 43. — *Scaphites* cf. *hugardianus* d'Orb. (× 1,4). Col. Filipescu — Bratu. Albian superior. Flișul intern : pînza internă superioară. Loc. Bodoc (reg. Brașov).

Fig. 44. — *Scaphites* sp. 1 (× 1,25). Col. Filipescu — Bratu. Albian superior. Flișul intern : pînza internă superioară. Loc. Bodoc (reg. Brașov).

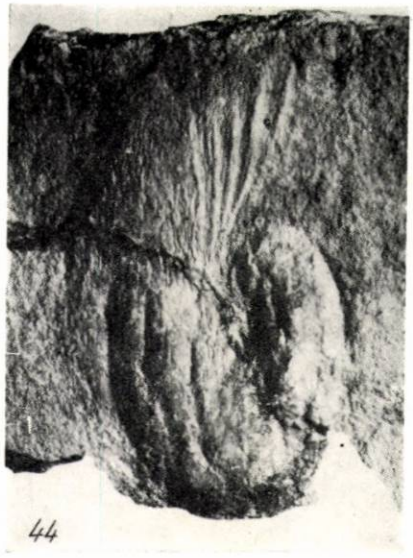
Fig. 45. — *Scaphites* sp. 1 (× 0,7). Col. Filipescu — Bratu. Albian superior. Flișul intern : pînza internă superioară. Loc. Bodoc (reg. Brașov).

Fig. 46. — *Scaphites* sp. 2 (× 1). Col. Filipescu — Bratu. Albian superior. Flișul intern : pînza internă superioară. Loc. Bodoc (reg. Brașov).

Fig. 47. — *Ptychoceras* sp. (× 1,4). Col. Filipescu — Bratu. Albian superior. Flișul intern : pînza internă superioară. Loc. Bodoc (reg. Brașov).

Fig. 48. — *Idiohamites* cf. *spiniger* Sow. (× 0,7). Col. Filipescu — Bratu. Albian superior. Flișul intern : pînza internă superioară. Loc. Bodoc (reg. Brașov).

43


44

45

46

47

48

40

41

42

PLANȘA VI

Fig. 49—54. — *Neohibolites ultimus* (d'Orb.) varietatea I—VI (× 0,7). Col. M. G. Filipescu.
Vraconian — cenomanian. Flișul intern : pînza internă inferioară.
Loc. Poiana-Florilor (tunel) — Teliu (reg. Brașov).

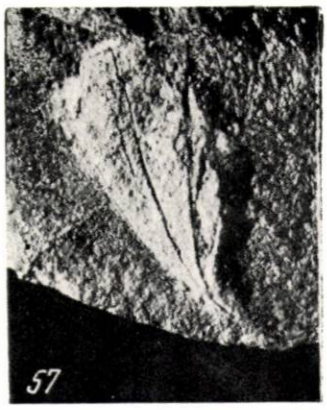
Fig. 55. — *Acanthoceras* sp. (× 1,4). Col. M. G. Filipescu.
Cenomanian — turanian. Flișul intern : pînza internă inferioară.
Loc. Poiana-Florilor (viaduct) — Teliu (reg. Brașov).

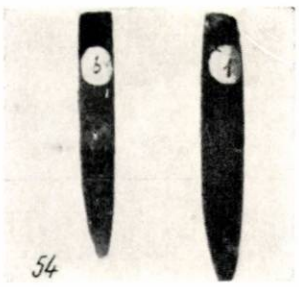
Fig. 56. — *Inoceramus bilobatus* Müller (× 1). Col. M. G. Filipescu.
Cenomanian — turanian. Flișul intern : pînza internă inferioară.
Loc. Poiana-Florilor (viaduct) — Teliu (reg. Brașov).

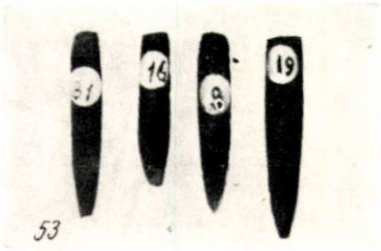
Fig. 57. — *Cinnamomum* sp. (× 1,4). Col. M. G. Filipescu.
Cenomanian — turanian. Flișul intern : pînza internă inferioară.
Loc. Poiana-Florilor (viaduct) — Teliu (reg. Brașov).

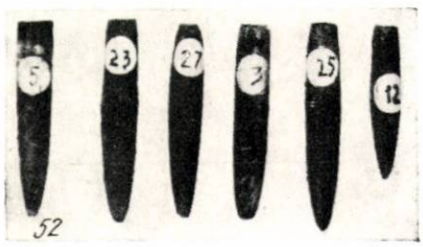
55

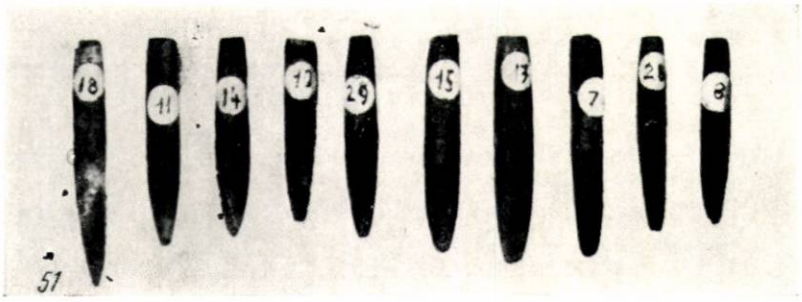
56

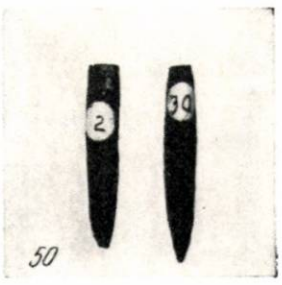

57

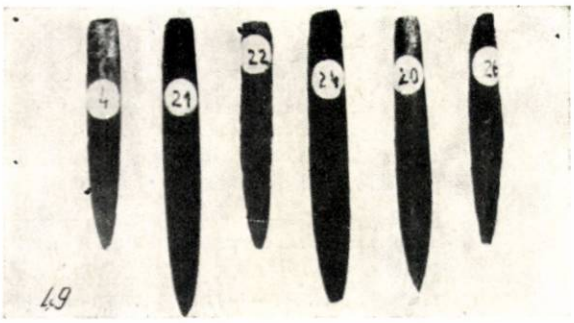

54


53


52


51


50


49

PLANŞA VII

Fig. 58 şi 59. — *Pseudothurmannia angulicostata* (d'Orb.) (× 0,7). Col. Filipescu — Drăghindă — Iliescu.
Flişul extern : seria şisturilor negre. Complexul sferosideritic — orizontul Hrodişte (hauterivian). Zona de solzi.
Loc. Voineşti — valea Covasna (reg. Braşov).

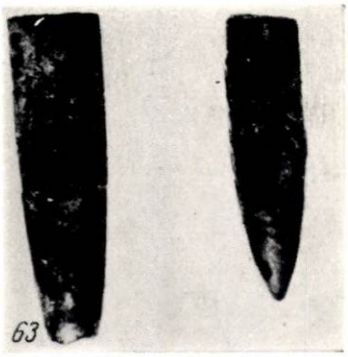
Fig. 60 şi 61. — *Costidiscus recticostatus* (d'Orb.) (× 0,7). Col. Filipescu — Alexandrescu — Şoigan.
Flişul extern : seria şisturilor negre. Complexul sferosideritic — orizontul Wernsdorf. Barremian.
Loc. între Găineşti şi Stulpicani, la NE de Clădita-Mare (reg. Suceava).

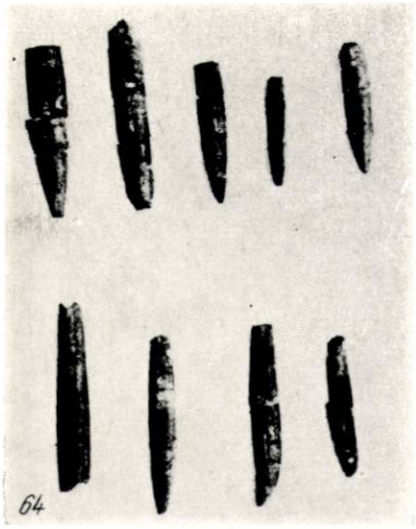
Fig. 62. — *Neohibolites aptiensis* Kil. var. *strobeckiformis* Stol. (× 0,7). Col. Filipescu — Drăghindă.
Flişul extern : seria şisturilor negre. Complexul şistos inferior. Apţian. Zona de solzi.
Loc. Zagon. Valea Zagonul Mare (reg. Braşov).

Fig. 63. — *Neohibolites strombecki* Mül. (× 0,7). Col. Filipescu — Drăghindă.
Flişul extern : seria şisturilor negre. Zona de solzi. Complexul şistos superior. Albian inferior.
Loc. Zagon. Valea Zagonul Mare (reg. Braşov).

Fig. 64. — *Neohibolites minimus* (List.) şi *N. minor* Stol. (× 0,7). Col. Filipescu — Drăghindă — Mutihac.
Flişul extern : seria şisturilor negre. Zona de solzi. Complexul gresiei glauconitice silicifiate. Albian mediu-superior.
Loc. Voineşti — valea Covasna (reg. Braşov).

62

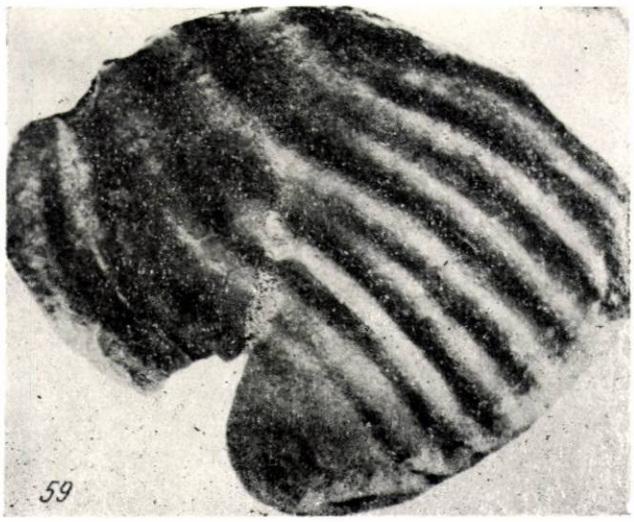

63


64

60

61

58


59

PLANȘA VIII

Fig. 65. — *Inoceramus lamarcki* var. *cuvieri* Sow. (× 0,35). Col. M. G. Filipescu.
Flișul extern : stratele de Alunișu. Turon-senonian.
Loc. Alunișu (reg. Ploiești).

Fig. 66. — *Inoceramus* cf. *koeneni* Mül. (× 0,35). Col. M. G. Filipescu.
Flișul extern : stratele de Alunișu. Turon-senonian.
Loc. Alunișu (reg. Ploiești).

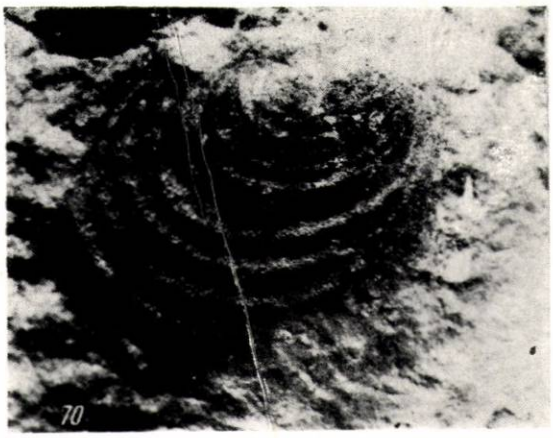
Fig. 67. — *Inoceramus* sp. (× 0,56). Col. M. G. Filipescu.
Flișul extern : stratele de Alunișu. Turon-senonian.
Loc. Alunișu (reg. Ploiești).

Fig. 68. — *Inoceramus koeneni* Mül. (× 0,7). Col. M. G. Filipescu.
Flișul extern : stratele de Alunișu. Turon-senonian.
Loc. Alunișu (reg. Ploiești).

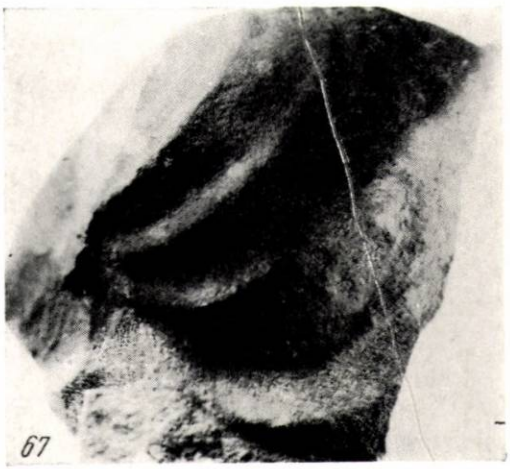
Fig. 69. — *Inoceramus incostants* Woods (× 0,52). Col. M. G. Filipescu.
Flișul extern : stratele de Alunișu. Turon-senonian.
Loc. Alunișu (reg. Ploiești).

Fig. 70. — *Inoceramus regularis* d'Orb. (× 0,7). Col. M. G. Filipescu.
Flișul extern : stratele de Alunișu. Turon-senonian.
Loc. Alunișu (reg. Ploiești).

Fig. 71. — *Inoceramus* cf. *crassus* Petrasch. (× 0,7). Col. M. G.Filipescu.
Flișul extern : stratele de Alunișu. Turon-senonian.
Loc. Alunișu (reg. Ploiești).


70

71


67

68

69

65

66

PLANŞA IX

Fig. 72. — *Pachydiscus* sp. (× 0,7). Col. M. G. Filipescu.
Flişul extern : stratele de Alunişu. Turon-senonian.
Loc. Alunişu (reg. Ploieşti).

Fig. 73. — *Karapadites rabenjanaharyi* Col. (× 0,7). Col. M. G. Filipescu.
Flişul extern : stratele de Alunişu. Turon-senonian.
Loc. Alunişu (reg. Ploieşti).

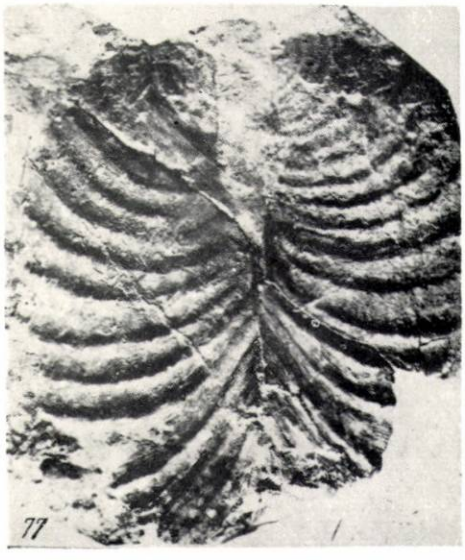
Fig. 74. — *Inoceramus shikotanensis* Inai Ms. (× 0,52). Col. M. G. Filipescu.
Flişul extern : stratele de Alunişu. Turon-senonian.
Loc. Alunişu (reg. Ploieşti).

Fig. 75. — *Nautilus* sp. (× 0,7). Col. M. G. Filipescu.
Flişul extern : stratele de Alunişu. Turon-senonian.
Loc. Alunişu (reg. Ploieşti).

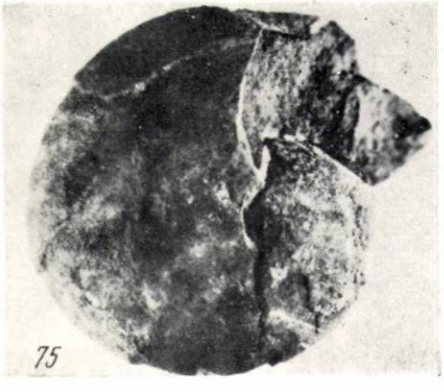
Fig. 76. — *Pycnodonta vesicularis* d'Orb. (× 0,7). Col. M. G. Filipescu.
Flişul extern : stratele de Alunişu. Turon-senonian.
Loc. Alunişu (reg. Ploieşti).

Fig. 77. — *Inoceramus balticus* Böhm (× 0,7). Col. Turtureanu.
Flişul extern : stratele de Hangu. Maastrichtian.
Loc. Dealul Largului (reg. Bacău).

76


77

74


75

72

73

Zona cea mai interioară a acestui fliș, fiind împinsă și încălecată de pînza internă inferioară a flișului intern, capătă o accentuată structură în solzi, fapt pentru care a fost denumită „zona de solzi" (M. G. Filipescu). Această zonă ia contact la exterior cu o zonă foarte dezvoltată în care, peste cretacicul inferior sau superior, stă discordant gresia de Tarcău, caracterizată prin intercalații conglomeratice în blocuri mari de „Augengneisse", este zona gresiei de Tarcău (24).

Limitîndu-ne deocamdată numai la aceste două zone, constatăm că, în ceea ce privește cretacicul superior, în ambele zone, caracterul negru al sedimentelor dominant în cretacicul inferior este înlocuit prin acel alb și roșu-verzui, care separă net cretacicul superior de cel inferior.

Macrofauna de moluște din cretacicul celor două zone nu este prea bogată însă devine mai complexă prin apariția inoceramilor. Este de evidențiat, în legătură cu fauna cretacicului superior din flișul extern, fenomenul care se observă pe flancul sudic al Depresiunii de Slănic. Aici, în lungul unei zone de cordilieră, cordiliera cumană (G. Murgeanu), cretacicul superior (turonian — senonian) se prezintă sub un facies neritic foarte accentuat, bogat în nautiloidee, amoniți, inocerami și ostreide, este faciesul straturilor de Alunișu (25). Situația condițiilor de sedimentare ale cretacicului inferior și superior din flișul Carpaților Orientali, care a condiționat dezvoltarea organismelor în acele medii, expusă în rîndurile de mai sus, este redată sintetic în tabelul nr. 2. În acest tabel sînt plasate exemplarele de faună și floră pe care le-am cercetat și care sînt cuprinse în lista de la începutul lucrării (tabelul nr. 1).

CONCLUZII

Din cele expuse în lucrarea de față se pot trage următoarele concluzii :

1. Cretacicul din așa-numita zonă a flișului Carpaților Orientali s-a dovedit în ultimul timp cu un conținut destul de mare de resturi de viețiutoare, ca : amoniți, belemniți, inocerami, echinizi, crinoizi, spongieri, radiolari, foraminifere și chiar plante.

2. După caracterele sedimentologice și paleontologice se poate stabili că sedimentele cretacice ale flișului Carpaților Orientali s-au depus în doua bazine de sedimentare : unul intern, cu un fundament carpatic, în care s-a sedimentat flișul intern, și altul extern, cu un fundament exotic, în care s-a sedimentat flișul extern.

3. Cretacicul flișului intern se caracterizează prin sedimente pelito-psamito-psefitice, cu un ciment dominant calcaros, printr-o faună și microfaună, mai ales, calcaroase.

Cretacicul din flișul extern este reprezentat îndeosebi prin sedimente pelito-psamitice de culoare neagră, consolidate printr-un ciment argilo-silicios intens pigmentat prin oxizi de fier și de mangan, sedimente în care domină organisme silicioase.

4. Sedimentarea cretaciculni din flișul Carpaților Orientali cu caracterele expuse este favorizată de mișcări verticale în lungul unor accentuate fracturi adînci, care au înlesnit puternice erupții submarine, iar structura flișului este legată de mișcări tangențiale gravitaționale.

BIBLIOGRAFIE

1. Andert H., *Die Kreideablagerungen zwischen Elbe und Jeschken*, Abh. Preuss. Geol. Land., N.F., partea a III-a, 1934, *159*.
2. Anthula D., *Über die Kreidefossilien des Kaukasus*, Beitr. Palaeont. und Geol., Öst.-Ung. und Orient, 1899, *2—3*.
3. Athanasiu S., *Asupra unui Pachydiscus din Flişul cretacic de la Stînişoara*, Bul. Soc. şt., 1905, **XIV**.
4. Avram E. şi Matei V., *Date paleontologice privind flişul cretacic din partea de NE a Bazinului văii Doftana*, St. şi cerc. geol., 1958, **3**, *2*.
5. Băncilă I., *Geologia Carpaţilor Orientali*, Bucureşti, 1958.
6. Basse E., *Monographie paléontologique du Crétacé de la province de Maintirano-Madagascar*, Tananarive, 1931.
7. Biernat G., *On Peregrinella multicarinate (Lamarck)*, Acta Palaeont. Polonica, 1957, **II**, *1*.
8. Boule M. et Thevenin A., *Fossiles de la Côte Orientale de Madagascar*, Ann. de Paléont., 1906, **I**.
9. Boule M., Lemoine P. et Thevenin A., *Céphalopodes crétacés des environs de Diego-Suarez Paléont. de Madagascar, III*, Ann. de Paléont., 1906, **I**.
10. Casey R., *The Ammonoides of the Lower Greensand*, Palaeont. Soc., 1961, *3*.
11. Cernea G., *Zona internă a Flişului dintre V. Moldovei şi V. Bistriţei*, An. Com. geol., 1952, **XXIV**.
12. Collignon M., *Céphalopodes du Cénomanien pyriteux de Diego-Suarez, Paléont. de Madagascar, XV*, Ann. de Paléont., 1929, **XVII**, *3—4*.
13. — *Les ammonites pyriteuses de l'Albien sup. du Mont Raynaud à Madagascar*, Ann. Géol. du Serv. des Min., 1932, **2**.
14. — *Ammonites néocrétacées du Menabe (Madagascar), III, Les Kossmaticeratides*, Ann. Géol. du Serv. des Min., 1955, **22**.
15. Cottreau J., *Fossiles crétacés de la Côte Orientale, Paléont. de Madagascar, X*, Ann. de Paléont., 1922, **XI**, *2*.
16. Dimitrova N., *Sur la présence du genre Aucellina dans le Crétacé inf. de la Bulgarie de Nord-Est*, Ann. de la Dir. Gén. des rech. Géol. et Min., 1952, **V**.
17. Filipescu M., *Cercetări geologice între V. Teleajenului şi V. Doftanei*, Teză, Bucureşti, 1934.
18. — *Contributions à l'étude du Flysch interne compris entre le Riu Crasna—Teleajen et le Riu Negru*, Bull. Sci. Acad. Roum., 1936, **XVIII**, *3—5*.
19. — *Problema vulcanismului extra carpatic*, Rev. Muz. Min.-geol., 1944, **VIII**.
20. — *Le tuf volcanique du Sénonien du Flysch carpathique de la Région de Courbure*, Bull. Sect. Sci. Acad. Roum., 1945, **XXVIII**, *3*.
21. Filipescu M., Drăghindă I. şi Mutihac V., *Contribuţii la orizontarea şi stabilirea vîrstei şisturilor negre din zona mediană a Flişului Carpaţilor Orientali*, Com. Acad. R.P.R., 1952, **II**, *9—10*.
22. Filipescu M., *Cercetări geologice în zona internă şi mediană a Flişului dintre V. Uzului şi V. Tîrlungului*, Dări de seamă Com. geol., 1952, **XXXIX**.
23. — *Poziţia stratigrafică şi tectonică a calcarelor de la baza conglomeratelor de Zăganu*, Rev. Univ. Buc., 1952, *2*.
24. — *Vederi noi asupra tectonicii Flişului Carpaţilor Orientali*, Rev. Univ. Buc., seria şt. nat., 1955, *6—7*.
25. — *Contribuţii la orizontarea Cretacicului din Flişul Carpaţilor Orientali*, Rev. Univ. Buc., seria şt. nat., 1955, *8*.
26. — *Contribuţii la orizontarea Cretacicului superior de pe flancul sudic al Depresiunii de Slănic*, Com. Acad. R.P.R., 1955, **V**, *1*.
27. Filipescu M. şi Neagu T., *Contribuţii la orizontarea Cretacicului de pe V. Teliu*, Anal. Univ. Buc., seria şt. nat., 1956, *12*.
28. Filipescu M., *La stratigraphie du Crétacé dans le Flysch des Carpates Orientales (Roumanie)*· Symposium del Cretacico, XXe sess., Congr. Geol. Intern., Mexico, 1956.
29. Filipescu M. şi Pană I., *Vîrsta argilelor roşii de pe versantul estic al Ceahlăului şi poziţia tectonică a acestor depozite*, Anal. Univ. Buc., seria şt. nat., 1956, *11*.
30. Filipescu M., *Contributions à la séparation en horizons dans le Flysch externe compris entre les vallées du Teleajen et de l'Uzu*, Rev. Géol. et Géogr., 1958, **II**, *1*.
31. Filipescu M. et Iliescu G., *Nouvelles données concernant la stratigraphie de la région comprise entre la Vallée du Buzău et la rivière Riul Negru et leur importance pour le déchiffrement de la structure des Carpates Orientales*, Rev. Géol. et Géogr., 1959, **III**, *1*.

32. Filipescu M., *Parallèle entre les schistes noirs du Flysch des Carpates Orientales et les dépôts crétacés des Carpates Septentrionales*, Rev. Géol. et Géogr., 1960, **V**, *3*.
33. Filipescu M., Murgeanu G. și colectivele, *Privire generală asupra Flișului cretacic de la curbura Carpaților*, Ghidul Excursiilor, Congresului V al Asociației carpato-balcanice, București, 1961.
34. Filipescu M. et Săndulescu J., *Contributions à la connaissance du Flysch crétacé de la région de Cernatu (Monts Bodoc)*, Rev. roum. Géol. Géophys. Géogr., Serie de Géologie, 1964, **VIII**, *1—2*.
35. Heine F., *Die Inoceramen des mittelwestfälischen Emschers und unteren Untersenons*, Abh. der Preuss. Geol. Land., N.F., 1929, *120*.
36. Heinz R., *Über die bisher wenig beachtete Skulptur der Inoceramen-Schale und ihre stratigraphische Bedeutung — Inoceramen, IV*, Mitteil. a.d. Miner.-Geol. Staatsinst., 1928, *X*.
37. Jacob Ch., *Etude sur quelques ammonites du Crétacé moyen*, Mém. Soc. Géol. Fr. Paléont., 1907, **38**.
38. Коцубинский С. П., *Иноцерамы Крейдовых выкладыв Волиноподилской плиты*, Киев, 1958.
39. Marinescu I., *Cercetări geologice în Flișul munților Buzăului*, Dări de seamă Com. geol., 1962, **XLIV**.
40. Müller G., *Beitrag zur Kenntnis der Oberen Kreide am nördlichen Harzrande*, Jahr. der Königlich Preuss. Geol. Land. und Bergakad., 1888.
41. Murgeanu G., *Cretacicul și Terțiarul din împrejurimile Petroșiței și Bezdeadului*, Dări de seamă Inst. geol., 1943, **XIV**.
42. — *Sur une ammonite de Vulpea (Prahova)*, Bull. Soc. Roum., 1932, **I**.
43. — *La nappe interne du Flysch dans les environs de Comarnic et de Teșila (Prahova)*, An. Inst. geol., 1943, **XVI**.
44. Nagao Takumia, Matumoto S., J. of the Faculty of Science, Hokkaido University, seria a IV-a, 1932, **VI**, *1*.
45. Nowak J., *Untersuchungen über die Cephalopoden der Oberen Kreide in Polen, III*, Bull. Internat. de l'Acad. Sci. Cracovie, 1913, **1 B**.
46. Orbigny A. de, *Paléontologie française : Terr. Crétacés*, Paris, 1840—1855.
47. Parona C. F. e Bonarelli G., *Fossili albiani d'Escragnoles, del Nizardo e della Liguria occidentale*, Palaeont. italica, 1897, **II**.
48. Passendorfer E., *Etude stratigraphique et paléontologique du Crétacé de la Série Hautetatrique dans les Tatras*, Varșovia, 1930.
49. Patrulius D., *Notă asupra stratigrafiei masivului Bucegi*, Dări de seamă Inst. geol., 1952, **XXXVI**.
50. Petrascheck W., *Inoceramen aus der Kreide Böhmens und Sachsens*, Jahr. d.K.K. Geol. Reich., 1903, **LIII**, *1*.
51. Pictet F. J. et Loriol P., *Description des fossiles contenus dans le terrain Néocomien de Voirons*, Mat. pour la Paléont. Suisse, seria a 2-a, 1858.
52. Pictet F. J. et Renevier E., *Description des fossiles de terrain Aptien de la Perte du Rhône et des environs de St. Croix*, Geneva, 1858.
53. Pictet F. J. et Campiche G., *Description des fossiles de terrain Crétacé des environs de St. Croix*, Mat. pour la Paléont. Suisse, seria a 2-a, 1861—1864.
54. Pompeckj J. F., *Über Aucellen-ähnliche Formen*, N. Jahr. f. Min. Geol. u. Pal., 1901, **XIV**.
55. Popescu G., *Contribuțiuni la stratigrafia Flișului cretacic dintre V. Prahovei și V. Buzăului cu privire specială asupra V. Teleajenului*, St. și cerc. geol., 1958, **3**, *3—4*.
56. Popovici-Hatzeg V., *Etude géologique des environs de Câmpulung et de Sinaia*, Teză, Paris, 1898.
57. Reeside B. J. Jr., *The Scaphites an Upper Cretaceous Ammonite Group*, U.S. Geol. Serv. Prof. Paper, 1927, **150-B**.
58. Roman F., *Les Ammonites jurassiques et crétacées*, Paris, 1938.
59. Ronchetti R. C., *Fossili cretacei di Pull-i-Khumri (Afganistan)*, Inst. Geol., Palaeont. e Geogr. Fis. dell'Univ. Milano, seria P, 1961, **117**.
60. Sevastos R., *Asupra zonei de gres carpatic din județele Suceava și Neamț*, I Congr. Asoc. Rom. pt. înaint. șt., 1903, **I**.
61. Sikošek B., *Stratigraphie und Tektonik des Gebietes, zwischen Mali Izvor-Minicévo-Kadibogaz in Ostserbien*, Rec. de Trav. de l'Inst. Géol. de l'Acad. Serbe des Sci., 1952, **XXIII**, *4*.
62. Simionescu I., *Studii geologice și paleontologice în Carpații de Sud*, Acad. Rom., Publ. Fond. „V. Adamachi", 1898, *1—2*.

63. Simionescu I., *Fauna Cretacic superioară de la Armeniş (Transilvania)*, Acad. Rom., Publ. Fond „V. Adamachi", 1899, *4*.
64. Sinzow J., *Bemerkungen über einige Ammoniten des Aptien*, Odesa, 1898.
65. Spath L. F., *Ammonoidea of the Gault* (I—V), Palaeont. Soc., 1921—1925, **75—79**.
66. Stoliczka F., *Cretaceous fauna of Southern India*, Calcutta, 1873, *IV*.
67. Swinerton H., *A Monograph of British Lower Cretaceous Belemnites*, Palaeont. Soc., 1954, **108**.
68. Toula F., *Über Rhynchonella (Peregrinella Öhlert) multicarinata Lamarck sp. 1919 = Terebratula peregrina L. v. Buch, 1938 v. Zajzon bei Kronstadt*, Abh. K.K. Geol.Reich., 1911, **20**.
69. Trauth F., *Die Punctaptychi des Oberjura und der Unterkreide*, Jahr. d. Geol. Bundesanst., 1935, 85.
70. — *Die Lamellaptychi des Oberjura und der Unterkreide*, Palaeontographica, 1938, **88-A**.
71. Woods H., *A Monograph of the Cretaceous Lamellibranchia of England*, Palaeont. Soc., 1899—1903, **1**; 1904—1913, **II**.
72. * * * *Основы палеонтологии — Ammonoidei (Цератиты и Аммониты) Коникончии*, Москва 1958.

Academia Republicii Socialiste România
şi
Universitatea Bucureşti,
Facultatea de geologie-geografie.

Primită în redacţie la 10 mai 1966.

DATE NOI PRIVIND FACIESURILE PALEOGENULUI DINTRE VĂILE OITUZ ȘI BISTRIȚA

DE

N. GRIGORAȘ, S. PAULIUC și I. COSTEA

55(05)

În lucrare se aduc precizări privind orizontarea și corelarea stratigrafică a depozitelor paleogene dezvoltate în regiunea cuprinsă între văile Oituz și Bistrița, pe baza analizei faciesurilor și a conținutului micropaleontologic al acestor depozite. Totodată, cu ajutorul hărților litofaciale se încearcă o reconstituire a condițiilor paleogeografice în care s-au acumulat depozitele respective și se aduc noi argumente în sprijinul structurii în pînză a regiunii.

În două note anterioare[1] (12) am prezentat date noi privind faciesurile depozitelor paleogene dintre văile Buzău și Oituz, insistînd în mod special asupra limitelor stratigrafice și asupra condițiilor paleogeografice în care au fost depuse depozitele respective. În continuare, ne propunem să urmărim dezvoltarea depozitelor paleogene spre nord, pînă în valea Bistriței, insistînd asupra acelorași probleme de limită și asupra condițiilor de sedimentare care au imprimat caracterele litofaciale ale formațiunilor respective.

Ca și în regiunea dintre văile Buzău și Oituz, lucrările geologice executate au permis separarea în paleogen a trei zone faciale, și anume: o zonă internă cu elemente predominant carpatice, o zonă externă cu elemente predominante de vorland și o zonă intermediară caracterizată prin întrepătrunderea faciesurilor intern și extern.

Pe criterii de facies și de așezare spațială a formațiunilor paleogene au fost separate și aici unități tectonice cu caracter de pînză și de autohton sau parautohton, și anume:

— o unitate superioară = pînza de Tarcău (pînza mediană);

[1] N. Grigoraș, S. Pauliuc și I. Costea, *Noi contribuții privind depozitele paleogene dintre văile Zăbala și Oituz*, Comunicare prezentată la Sesiunea științifică a Universității București, 1963.

— o unitate intermediară = pînza de Tazlău (după Ion Atanasiu);

— o unitate inferioară.

În regiunea de la sud de bazinul văii Oituzului, pînza de Tazlău nu a putut fi separată. Ea a fost acolo înglobată la unitatea superioară (pînza de Tarcău) şi corespunde marginii externe a acesteia, cu depozite paleogene caracterizate prin întrepătrunderea faciesurilor intern şi extern.

CARACTERE PETROGRAFICE

Schema de alcătuire a depozitelor paleogene din regiunea dintre văile Oituz şi Bistriţa a fost sintetizată pe baza observaţiilor de teren ale autorilor prezentei note[2] (11) şi pe baza datelor de literatură (3), (4), (14), (27), (29) sau a unor date nepublicate[3]. Analizele micropaleontologice au fost făcute în cadrul laboratoarelor geologice ale Ministerului Petrolului.

Schema de alcătuire a depozitelor paleogene este următoarea:

---

[2] a. N. Grigoraş, *Preliminary explanatory on the new geological map of the Eastern Carpathians*, G.M. 396/1947, Arh. M.P. şi Com. geol.

b. N. Grigoraş, *Raport geologic asupra regiunii Tg.-Ocna*, R.G. 1061/1947, Arh. M.P. şi Com. geol.

c. N. Grigoraş, *Proiect de explorare în regiunea Tazlău*, R.G. 268/1956, Arh. M.P. şi Com. geol.

d. S. Pauliuc, *Raport geologic asupra depozitelor paleogene din cursul superior al Rîului Tarcău*, Arh. Com. geol., 1955.

[3] a. St. Albu şi D. Solomon, *Cercetări geologice în regiunea Poiana Uzu — Doftana*, R.G. 496/1961, Arh. M.P. şi Com. geol.

b. I. Bucur şi R. Botez, *Cercetări geologice în regiunea Pîrîul Roşu — Izvorul Alb (valea Uzului)*, R.G. 492/1961, Arh. M.P. şi Com. geol.

c. I. Costea, *Studiul micropaleontologic al paleogenului din Moldova*, R. G. 1959, Arh. M.P. şi Com. geol.

d. D. Demetrescu şi R. Botez, *Cercetări geologice asupra flişului paleogen din regiunea Nichitu — Tazlău — Frumoasa*, R. G. 570/1959, Arh. M.P. şi Com. geol.

e. D. Demetrescu şi A. Damian, *Cercetări geologice în regiunea Agăş — Solonţ*, R.G. 442/1960, Arh. M.P. şi Com. geol.

f. D. Demetrescu şi V. Cristea, *Cercetări geologice în regiunea Slănic — Poiana Sărată*, R.G. 496/1961, Arh. M.P. şi Com. geol.

g. O. Dicea şi I. Gräf, *Cercetări geologice în regiunea Asău — valea Uzului — valea Ciobănaşului*, R.G. 441/1960, Arh. M.P. şi Com. geol.

h. T. Filimon şi A. Damian, *Cercetări geologice în regiunea Bicaz — Piatra-Neamţ*, R.G. 367/1959, Arh. M.P. şi Com. geol.

i. C. Lebensohn şi O. Dicea, *Cercetări geologice în regiunea Ghimeş — Asău*, R.G. 371/1959, Arh. M.P. şi Com. geol.

j. V. Muşat şi D. Solomon, *Cercetări geologice în regiunea văilor Tarcău şi Oanţu*, R.G. 368/1959, Arh. M.P. şi Com. geol.

k. V. Muşat şi V. Cristea, *Cercetări geologice în regiunea Agăş — Moineşti*, R.G. 445/1960, Arh. M.P. şi Com. geol.

l. V. Muşat şi A. Cinetti, *Cercetări geologice în regiunea Culmea Berzunţului*, R. G. 494/1961, Arh. M.P. şi Com. geol.

m. D. Turtureanu şi C. Dragu. *Cercetări geologice în regiunea Vaduri — Iapa*, R.G. 369/1959, Arh. M.P. şi Com. geol.

n. D. Turtureanu şi I. Gräf, *Cercetări geologice în regiunea Agăş — Coşnea*, R.G. 440/1960, Arh. M.P. şi Com. geol.

o. D. Turtureanu şi C. Dragu, *Cercetări geologice în regiunea Doftana — Şandru Mare*, R.G. 495/1961, Arh. M.P. şi Com. geol.

h. * * * Ministerul Petrolului, Harta geologică a zonelor de interes petrolier sc. 1 : 100 000.

I. EOCENUL

A. *În unitatea de Tarcău (pînza mediană)*, eocenul cuprinde :

— Un orizont inferior cu gresii de Tarcău, avînd în bază un pachet separat uneori ca „orizont de trecere de la senonian la eocen" (11) sau ca „orizont bazal al gresiei de Tarcău[4] (3). Grosimea orizontului inferior cu gresii de Tarcău variază de la 900 la 1 800 m, maximul situîndu-se în bazinele văilor Bicaz, Trotuş şi Uzu.

— Un orizont superior, predominant pelitic, descris sub denumirea de strate de Podu-Secu în zonele cele mai interne şi sub denumirea de strate de Plopu în zonele externe. Grosimea acestui orizont variază între 150 şi 250 m.

B. *În unitatea de Tazlău (pînza intermediară)*, în alcătuirea eocenului intră :

— Un orizont inferior grezo-calcaros, constituit dintr-o alternanţă de pachete de gresii tip Tarcău (gresia de Moineşti, după Ion Atanasiu) şi calcare tip Pasieczna, cu intercalaţii de marno-argile cenuşii şi verzui. Grosimea orizontului grezo-calcaros este de 400—600 m, iar grosimea individuală a pachetelor de gresii şi calcare poate ajunge pînă la 60—80 m. În baza orizontului se găseşte adesea un pachet de argile roşii şi cenuşii (strate de Straja).

— Un orizont superior, predominant pelitic, cu argile verzi şi roşii descris sub denumirea de strate de Plopu. Grosimea sa medie este de 200 m. În zonele cele mai externe ale pînzei de Tazlău, stratele de Plopu capătă caractere predominante de strate de Bisericani.

C. *În unitatea inferioară*, caracterele litologice ale eocenului amintesc succesiunea de complexe cunoscute în valea Putnei şi anume :

— Un orizont bazal conglomeratic (circa 100 m).

— Calcare grezoase de tip Caşin (circa 200 m), descrise altă dată (2) sub denumirea de strate de Doamna. La partea superioară, se dezvoltă uneori gresii (gresii de Jgheabul-Mare).

— Marno-argile verzi şi roşii-vişinii, echivalente cu stratele de Bucieş. Grosimea, circa 50 m.

— Strate de Bisericani (250—500 m).

II. OLIGOCENUL

A. *În unitatea de Tarcău*, oligocenul este dezvoltat în facies de Krosno cu gresii de Fusaru. În alcătuirea sa au fost separate următoarele complexe litologice :

— Orizontul bazal al gresiei de Fusaru (30—120 m).
— Marne bituminoase şi menilite (20—50 m).
— Argile disodilice (20—200 m).
— Gresii de Fusaru (300—800 m).
— Strate de Vineţişu (150—200 m).

Grosimea maximă a oligocenului în facies de Krosno este de circa 1 400 m în bazinul văii Uzului.

Depozitele oligocene lipsesc în jumătatea estică a pînzei de Tarcău şi din această cauză trecerea gradată a faciesului intern, bogat în gresii

[4] St. Albu şi D. Solomon, *op. cit.*, p. 434 (3a.).

de Fusaru, spre faciesul extern, bogat în gresii de Kliwa, în regiunea dintre văile Oituz şi Bistriţa nu este vizibilă.

B. *În unitatea de Tazlău*, oligocenul este dezvoltat în faciesul gresiei de Kliwa şi numai local prezintă o succesiune completă a complexelor litologice cunoscute, şi anume în zonele cele mai externe din regiunea Tg.-Ocna — Berzunţ.

În această parte este de remarcat şi prezenţa a două nivele de marne albe, bituminoase.

În cea mai mare parte a unităţii, eroziunea a afectat menilitele superioare şi o parte din gresiile de Kliwa. Acolo unde este complet, grosimea oligocenului din această unitate atinge 700—800 m.

C. *În unitatea inferioară*, oligocenul este dezvoltat tot în faciesul de Kliwa, invadat parţial de conglomerate cu elemente de şisturi verzi. La partea superioară a oligocenului, peste menilitele superioare, un pachet de marne cenuşii şi gresii cenuşii, calcaroase, cu hieroglife, cu intercalaţii de conglomerate verzi şi uneori menilite cu dezvoltare lenticulară (stratele de Gura-Şoimului) a fost atribuit, convenţional, tot oligocenului.

Problema vîrstei acestui complex rămîne încă deschisă.

CARACTERE PALEONTOLOGICE

Analizînd conţinutul micropaleontologic al depozitelor paleogene din cuprinsul celor trei unităţi tectonice majore, se constată următoarele :

I. EOCENUL

A. *În unitatea de Tarcău* (probele analizate provin din bazinul pîrîului Tarcău) :

1. În orizontul bazal al gresiei de Tarcău (orizontul de trecere de la senonian la eocen) a fost întîlnită următoarea asociaţie micropaleontologică :

Rhabdammina ex gr. *discreta* Brady
Bathysiphon filiformis Sars
Saccammina placenta (Grzybowski)
Saccammina sphaerica Sars
Hyperammina elongata Brady
Reophax cylindrica Brady
Reophax scopiurus Montfort
Hormosina globulifera Brady
Glomospira gordialis (Jones et Parker)
Glomospira gordialis var. *diffundens* Cushman et Renz
Glomospira irregularis (Grzybowski)
Glomospira serpens (Grzybowski)
Ammodiscus ex gr. *incertus* (d'Orb.)
Haplophragmoides walteri (Grzybowski)
Alveolophragmium subglobosum (Sars)
Recurvoides deflexiformis (Noth)
Cyclammina elegans Cushman et Jarvis

Trochamminoides irregularis White
Trochamminoides proteus (Karrer)
Spiroplectammina sp.
Cystammina pauciloculata (Brady)
Plectina conversa (Grzybowski)
Nodosaria radicula (Linné)
Eponides nanus (Reuss)
Dinţi de peşti
Glauconit
Concreţiuni neregulate de pirită.

2. În orizontul propriu-zis al gresiei de Tarcău, cu excepţia părţii sale superioare, conţinutul microfosil este foarte sărac ; se întîlnesc numai rare exemplare de :
Rhabdammina ex gr. *discreta* Brady
Saccammina placenta (Grzybowski)
Hyperammina elongata Brady
Dendrophrya robusta Grzybowski
Hormosina globulifera Brady
Glomospira charoides (Jones et Parker)
Glomospira irregularis (Grzybowski)
Ammodiscus ex gr. *incertus* (d'Orb.)
Cystammina pauciloculata (Brady)

3. În partea superioară a orizontului gresiei de Tarcău îşi face apariţia asociaţia cu *Cyclammina amplectens* Grzybowski, alcătuită din :
Rhabdammina ex gr. *discreta* Brady
Bathysiphon filiformis Sars
Saccammina placenta (Grzybowski)
Hyperammina elongata Brady
Dendrophrya excelsa Grzybowski
Hormosina globulifera Brady
Glomospira charoides (Jones et Parker)
Ammodiscus incertus (d'Orb.)
Lituotuba lituiformis (Brady)
Haplophragmoides walteri (Grzybowski)
Alveolophragmium subglobosum (Sars)
Trochamminoides elegans (Rzehak)
Trochamminoides irregularis White
Trochamminoides proteus (Karrer)
Cyclammina amplectens Grzybowski
Spiroplectammina spectabilis (Grzybowski)
Cystammina pauciloculata (Brady)
Plectina cf. *apicularis* (Cushman)
Plectina cf. *conversa* (Grzybovski)
Nodosaria longiscata d'Orb.
Dinţi de peşti.

4. Această asociaţie se continuă cu o alcătuire aproximativ asemănătoare şi în cuprinsul stratelor de Podu-Secu. Deosebirea constă în diminuarea numărului de exemplare aparţinînd formei *Cyclammina amplectens* şi apariţia următoarelor forme noi :
Reophax duplex Grzybowski

Reophax nodulosa Brady
Recurvoides sp. 2 (după S. Geroch)
Trochammina globigeriniformis (Jones et Parker)
Lenticulina kochii Reuss
Chilostomelloides oviformis (Sherborn et Chapman)

La acestea se mai adaugă numeroase frustule piritizate de diatomee din grupul *Coscinodiscus*.

La partea superioară a stratelor de Podu-Secu se înregistrează o erupţie de globigerinide, respectiv zona cu *Globigerinoides conglobatus*, stabilită în Caucazul de nord de N. N. Subbotina (23). Între speciile caracteristice acestui interval stratigrafic trebuie menţionate :

Globigerina bulloides d'Orb. var. *bulloides* d'Orb.
Globigerina inflata d'Orb.
Globigerina corpulenta Subbotina
Globigerina apertura Cushman
Globigerinoides conglobatus (Brady)
Globigerinoides rubriformis Subbotina

Asociaţiile de mai sus permit următoarele corelaţii :

— Asociaţia din orizontul bazal al gresiei de Tarcău se corelează cu asociaţia întîlnită în baza eocenului din pîrîul Hîrboca, Bîsca Mare şi Bîsca Mică şi pîrîul Iordogatu [5].

— Asociaţia din orizontul propriu-zis al gresiei de Tarcău corespunde stratelor de Cieskowicze şi stratelor cu hieroglife din flişul carpatic silezian (10), cu eocenul inferior-mediu (ypresian superior ? — luteţian) din grupul de fliş Măgura şi cu seriile de Maniav şi Vigoda de vîrstă eocen inferior-mediu a zonei Beskizilor (16), (17).

— Asociaţia din partea superioară a gresiei de Tarcău corespunde zonei cu *Cyclammina amplectens* a cărei erupţie este semnalată în literatura de specialitate în partea superioară a eocenului mediu (luteţian superior).

— Specia *Cyclammina amplectens* îşi continuă evoluţia şi în partea inferioară a stratelor de Podu-Secu, ceea ce concordă şi cu constatările semnalate în literatură, potrivit cărora *Cyclammina amplectens* este considerată caracteristică pentru intervalul eocen mediu-superior (13), (14), (17). În legătură cu aceasta, trebuie menţionat faptul că, în depozitele cu *Cyclammina amplectens*, Maximov (citat după (17)) a determinat o faună cu *Nummulites fabiani* (Prever) şi *N. pulchellus* de la Harpe care atestă vîrsta priaboniană (4), (21), (28).

— Erupţia de globigerinide caracterizează ultima parte a eocenului superior (orizontul globigerian al lui L. Majzon (18)). N. N. Subbotina (23), (24) plasează zona cu *Globigerinoides conglobatus* imediat sub limita eocen—oligocen, iar L. Majzon, în priabonianul superior (ludian). Stingerea bruscă a masei de globigerinide la partea terminală a stratelor de Podu-Secu are aspectul unui prag bionomic tranşant, caracterizat prin schimbarea radicală a condiţiilor bionomice din cuprinsul bazinului de sedimentare respectiv.

B. *În unitatea de Tazlău* (probele provin din bazinele Bistriţei şi Trotuşului) :

[5] T. Filimon şi A. Damian, *Op. cit.*, p. 434 (3 h).

1. În partea superioară a stratelor de Hangu din valea Bistriţei, sub stratele de Straja, a fost determinată următoarea asociaţie (fig. 1) :

Nodellum velascoense (Cushman)
Rzehakina epigona (Rzehak)
Rzehakina fississtomata (Grzybowski)
Rzehakina simplex (Grzybowski)
Eponides mariei Said et Kenauy
Asangularia lens (Brotzen)
Gavelinella danica (Brotzen)
Globigerina pseudobulloides Plummer
Globigerina pseudotriloba White
Globigerina triloculinoides Plummer
Globigerina eocaenica Gümbel
Globorotalia crassata (Cushman)
Globorotalia pschadae Keller

2. În stratele de Straja, asociaţia conţine următoarele specii principale (fig. 2) :

Rhabdammina ex gr. *discreta* Brady
Bathysiphon filiformis Sars
Saccammina placenta (Grzybowski)
Hyperammina elongata Brady
Reophax scorpiurus Montfort
Hormosina globulifera Brady
Glomospira gordialis (Jones et Parker)
Glomospira serpens (Grzybowski)
Ammodiscus ex gr. *incertus* (d'Orb.)
Haplophragmoides walteri (Grzybowski)
Alveolophragmium emaciatum (Brady)
Alveolophragmium subglobosum (Sars)
Cyclammina elegans Cushman et Jarvis
Trochamminoides irregularis White
Cystammina pauciloculata (Brady)
Dorothia eocaenica Cushman
Plectina conversa (Grzybowski)
Nodosaria calomorpha Reuss
Lenticulina muensteri (Roemer)
Eponides nanus (Reuss)

3. Din complexul grezo-calcaros (gresii de Moineşti, calcare de Pasieczna) a fost determinată asociaţia :

Rhabdammina abyssorum Sars
Rhabdammina cylindrica Glaessner
Batyhsiphon filiformis Sars
Saccammina placenta (Grzybowski)
Hyperammina elongata Brady
Hyperammina subnodosiformis Grzybowski
Dendrophrya excelsa Grzybowski
Reophax grandis Grzybowski
Reophax scorpiurus Montfort
Nodellum membranaceum (Brady)
Glomospira gordialis (Jones et Parker) var. *diffundens* Cushman et Renz

Glomospira irregularis (Grzybowski)
Glomospira serpens (Grzybowski)
Ammodiscus ex gr. *incertus* (d'Orb.)
Ammodiscus umbonatus Grzybowski
Lituotuba lata (Grzybowski)
Lituotuba lituiformis (Brady)
Haplophragmoides coronata (Brady)
Haplophragmoides coalingensis Cushman et Hanne
Haplophragmoides walteri (Grzybowski)
Recurvoides deflexiformis (Noth)
Alveolophragmium emaciatum (Brady)
Alveolophragmium subglobosum (Sars)
Trochamminoides conglobatus (Brady)
Trochamminoides elegans (Rzehak)
Trochamminoides irregularis White
Textularia sp.
Trochammina globigeriniformis (Jones et Parker)
Cystammina pauciloculata (Brady)
Cystammina subgaleata Vasicek
„*Gaudryina*" *coniformis* (Grzybowski)
„*Gaudryina*" *tenuis* (Grzybowski)
Eggerella propinqua (Brady)
Lenticulina gracilis (Grzybowski)
Dentalina monile (Hagenow)
Eponides hantkeni (Grzybowski)
Cibicides conoideus (Czjzek)
Cibicides refulgens Montfort
Globigerina postcretacea Myatliuk
Globigerina triloculinoides Plummer
Acarinina crassaformis (Galloway et Morrey)
Dinţi de peşti

4. Stratele de Plopu de la partea superioară a seriei eocene conţin forme calcaroase mai numeroase decît complexul grezo-calcaros subjacent, dar subordonate încă formelor aglutinante (fig. 3) :

Rhabdammina cylindrica Glaessner
Saccammina placenta (Grzybowski)
Saccammina sphaerica Sars
Hyperammina grzybowskii Dylazanka
Dendrophrya excelsa Grzybowski
Dendrophrya robusta Grzybowski
Reophax duplex Grzybowski
Reophax splendidus Grzybowski
Reophax subnodulosa Brady
Reophax aff. *trinitatensis* Cushman et Renz
Nodellum membranaceum (Brady)
Glomospira charoides (Jones et Parker)
Glomospira gordialis (Jones et Parker)
var. *diffundens* Cushman et Renz
Glomospira irregularis (Grzybowski)
Glomospira serpens (Grzybowski)

Ammodiscus ex gr. *incertus* (d'Orb.)
Lituotuba lata (Grzybowski)
Lituotuba lituiformis (Brady)
Haplophragmoides coalingensis Cushman et Hanna
Haplophragmoides coronata (Brady)
Haplophragmoides eggeri Cushman
Haplophragmoides suborbicularis (Grzybowski)
Haplophragmoides walteri (Grzybowski)
Recurvoides deflexiformis (Noth)
Recurvoides walteri (Grzybowski)
Alveolophragmium scitulum (Brady)
Alveolophragmium subglobosum (Sars)
Cyclammina amplectens Grzybowski
Trochamminoides conglobatus (Brady)
Trochamminoides elegans (Rzehak)
Trochamminoides irregularis White
Trochamminoides proteus (Karrer)
Spiroplectammina spectabilis (Grzybowski)
Cystammina pauciloculata (Brady)
Cystammina subgaleata (Vasicek)
„*Gaudryina*" *coniformis* Grzybowski
Gyroidina globosa (Hagenow)
Planulina wuellerstorfi (Schwager)

La partea superioară a stratelor de Plopu se mai adaugă:
Globigerina bulloides d'Orb. var. *bulloides* d'Orbigny
Globigerina corpulenta Subbotina
Globigerinoides rubriformis Subb.
Globigerinoides conglobatus (Brady)
Chilostomella ovoidea Reuss

Din corelarea asociaţiilor micropaleontologice din eocenul unităţii de Tazlău cu asociaţiile descrise în eocenul unităţii de Tarcău sau în alte unităţi, rezultă:

— Asociaţia din partea superioară a stratelor de Hangu, sub stratele de Straja, se poate corela:

— parţial cu zonele D şi E, separate de M. Tocorjescu (25) în valea Dîmboviţei;

— cu zona de tranziţie pusă în evidenţă de C. Vinogradov (26) în bazinul văii Prahova;

— cu zona *Alabamina wilcoxensis* separată de I. Costea în pîrîul Cuejdului[6];

— cu ypresianul din California (19);

— cu zonele separate de N. N. Subbotina în Caucazul de nord şi Siberia de nord (23), (24);

— cu stratele de Weglowka (13);

— cu zonele separate de N. I. Maslakova în Carpaţii Răsăriteni (20);

— cu flişul Moraviei meridionale (22).

Corelaţiile de mai sus permit acordarea vîrstei danian — paleocen pentru partea superioară a stratelor de Hangu de sub stratele de Straja.

[6] St. Albu şi D. Solomon, *Op. cit.*, p. 434 (3 a).

— Stratele de Straja, prin asociaţia lor micropaleontologică, reprezintă eocenul inferior, corelîndu-se cu pachetul de argile roşii şi verzi din baza gresiei de Tarcău (bazinul Bîsca Mare).

— Asociaţia orizontului grezo-calcaros constituie un echivalent mai bine caracterizat microfaunistic al orizontului gresiei de Tarcău şi reprezintă eocenul inferior-mediu (ypresian superior — luteţian), exclusiv zona cu *Cyclammina amplectens*.

— Stratele de Plopu pot fi definite micropaleontologic ca reprezentînd intervalul de timp scurs de la erupţia speciei *Cyclammina amplectens* şi, inclusiv, pînă la extincţia asociaţiei care conturează zona *Globigerinoides conglobatus* din eocenul superior (luteţian superior — priabonian).

Spre deosebire de asociaţia stratelor de Podu-Secu, asociaţia stratelor de Plopu este caracterizată prin prezenţa numeroasă a foraminiferelor calcaroase şi este repartizată în cuprinsul unui interval stratigrafic mai mare.

C. *Unitatea inferioară* (probe din bazinul văii Bistriţei):

1. Orizontul conglomeratic din baza eocenului este înlocuit adesea cu o brecie organogenă care conţine următoarea asociaţie microfaunistică:

Saccammina placenta (Grzybowski)
Saccammina sphaerica Sars
Hyperammina elongata Brady
Reophax diffugiformis Brady
Glomospira gordialis (Jones et Parker)
Glomospira serpens (Grzybowski)
Ammodiscus ex gr. *incertus* (d'Orb.)
Lituotuba lituiformis (Brady)
Haplophragmoides walteri (Grzybowski)
Alveolophragmium subglobosum (Sars)
Cyclammina elegans Cushman et Jarvis
Rzehakina inclusa (Grzybowski)
Dentalina consorbina d'Orb.
Eponides affinis (Czjzek)
Resturi de radiolari
Spiculi de spongieri
Resturi de briozoare
Loxoconcha granifera Reuss

Această asociaţie conferă breciei organogene, prin corelaţie cu stratele de Straja sau cu segmentul bazal al orizontului gresiei de Tarcău, vîrsta eocen inferioară (ypresian).

2. Calcarele grezoase de tip Caşin şi gresiile de Jghiabul-Mare au un conţinut paleontologic care, din cauza durităţii rocilor, nu a putut fi studiat prin metoda spălării.

Studiul în secţiuni subţiri este în curs de executare.

3. Marno-argilele verzi şi roşii-violacee (fig. 4), considerate ca echivalent al stratelor de Bucieş, şi stratele de Bisericani (fig. 5), de deasupra acestora, conţin o asociaţie microfaunistică foarte bogată alcătuită din:

Rhabdammina cylindrica Glaessner
Saccammina placenta (Grzybowski)
Hyperammina subnodosiformis Grzybowski

Rheophax duplex Grzybowski
Rheophax ovuloides Grzybowski
Ammodiscus ex gr. *incertus* (d'Orb.)
Ammodiscus umbonatus Grzybowski
Lituotuba lata (Grzybowski)
Lituotuba lituiformis (Brady)
Haplophragmoides coronata (Brady)
Haplophragmoides suborbicularis Grzybowski
Haplophragmoides walteri (Grzybowski)
Recurvoides deflexiformis (Noth)
Alveolophragmium emaciatum (Brady)
Alveolophragmium subglobosum (Sars)
Cyclammina amplectens Grzybowski
Trochamminoides irregularis White
Cystammina pauciloculata (Brady)
Gaudryina asiphonia Cushman
Quinqueloculina sp.
Nodosaria affinis Reuss
Nodosaria ewaldi Reuss
Nodosaria longiscata d'Orb.
Nodosaria monile (Hagenow)
Nodosaria tetragona Reuss
Lagena hispida Reuss
Astacolus crepidulus (Fichtel et Moll)
Marginulina krylovae Mjatliuk
Dentalina consobrina d'Orb.
Guttulina communis d'Orb.
Discorbis sp.
Gyroidina gyrardana (Reuss)
Eponides karreri (Grzybowski)
Eponides umbonatus (Reuss)
Nuttalides trümphyi (Nuttall)
Anomalina ammonoides (Reuss)
Globigerina bulloides d'Orb.
Globigerina inflata d'Orb.
Globigerina corpulenta Subbotina
Globigerinoides conglobatus Subbotina
Rotalia stellata Reuss
Uvigerina asperula Czjzek
Uvigerina mexicana Nuttall
Bolivina sp.
Chilostomella volina Schwager
Dinţi de peşti
Coscinodiscus sp.

Asociaţia din pachetul echivalent stratelor de Bucieş corespunde intervalului în care specia *Cyclammina amplectens* înregistrează erupţie. Această faună subzistă şi în intervalul corespunzător stratelor de Bisericani ; limita inferioară a acestora coincide cu apariţia unor foraminifere aglutinante de talie foarte mare (în special specii de *Reophax*, *Saccammina*,

Haplophragmoides). În partea superioară a stratelor de Bisericani se semnalează şi erupţia de globigerinide.

Datele paleontologice menţionate arată că pachetul echivalent stratelor de Bucieş şi stratele de Bisericani se situează ca vîrstă în partea terminală a eocenului mediu, respectiv în eocenul superior şi se corelează cu stratele de Plopu din unitatea de Tazlău.

II. OLIGOCENUL

A. *Unitatea de Tarcău* (probe din bazinul Tarcăului):

Din orizontul bazal al gresiei de Fusaru, din marno-argilele disodilice de deasupra şi din complexul gresiei de Fusaru a fost determinată următoarea asociaţie micropaleontologică:

Alveolophragmium scitulum (Brady)
Globorotalia crassula Cushman et Stainforth
Globorotalia scitula (Brady)
Bolivina punctata d'Orb.
Gümbelina globulosa (Ehrenberg)
Virgulina schreibersiana (Czjzek)
Virgulinella miocaenica Cushman et Ponton
Resturi scheletice de peşti (oase, dinţi, solzi)
Diatomee de tip *Coscinodiscus* sp.
Isthmia encivis (Ehrenberg)
Fructificaţii de plante

Pe lîngă aceste forme sînt prezente şi concreţiuni de pirită.

Asociaţia de mai sus diferă net de asociaţiile menţionate pentru eocen. Cum ea se situează deasupra pragului bionomic amintit, considerăm că în cuprinsul unităţii de Tarcău, limita stratigrafică eocen — oligocen trebuie trasată între stratele de Podu-Secu şi orizontul bazal al gresiei de Fusaru.

În legătură cu această problemă, trebuie amintit că L. Ionesi (14) atribuie orizontului bazal de Fusaru (stratele de Ardeluţa) vîrsta eocenă pe baza unor specii de numuliţi şi discocicline. Este posibil ca numuliţii menţionaţi de L. Ionesi să aparţină încă stratelor de Podul-Secu, ceea ce ar fi în concordanţă şi cu poziţia stratigrafică a faunei de numuliţi şi cu concluziile lui I. O. Kulciţki (17). În această privinţă este de reţinut şi faptul că însuşi L. Ionesi arată că, deasupra faunei cu numuliţi şi discocicline, la partea superioară a stratelor de Ardeluţa, apare erupţia de globigerine (globigerianul lui L. Majzon din priabonianul superior).

B. *Unitatea de Tazlău* (probe din bazinul Trotuşului):

1. În orizontul bazal al gresiei de Lucăceşti, foraminiferele calcaroase participă la alcătuirea conţinutului micropaleontologic în proporţie aproape egală cu foraminiferele aglutinante.

Foraminiferele sînt însoţite şi de spiculi de spongieri silicioşi, de resturi scheletice de peşti, de fructificaţii de plante şi numeroase concreţiuni de pirită şi de glauconit.

În alcătuirea asociaţiei diagnostice a orizontului gresiei de Lucăceşti intră:

Rhabdammina ex gr. *linearis* Brady
Haplophragmoides coalingensis Cushman et Hanna
Cystammina pauciloculata (Brady)
Lenticulina umbonatus (Reuss)
Nonion pompilioides (Fichtel et Moll)
Globigerina bulloides d'Orb.
Globigerinoides trilobus (Reuss)
Globorotalia crassula (Cushman et Stainforth)
Bulimina sp.
Cassidulina margaretta Karrer
Chilostomella oolina Schwager

2. Marnele albe bituminoase nu au în asociaţia lor micropaleontologică decît spiculi de spongieri şi oase de peşti; în şisturile disodilice de deasupra apar în plus şi radiolari aparţinînd speciei *Spongellipsis lacois* Haeckel.

În zonele mai externe ale unităţii de Tazlău (regiunea Tg.-Ocna), în asociaţia micropaleontologică din orizontul marnelor albe bituminoase şi al menilitelor inferioare se adaugă şi trei specii de ostracode aparţinînd genurilor *Macrocypris*, *Bairdia* şi *Schuleridea*.

3. Complexul gresiei de Kliwa are în plus următoarele microfosile:

Dendrophrya excelsa Grzybowski
Hyperammina subnodosiformis Grzybowski
Glomospira gordialis (Jones et Parker) var. *diffundens* Cushman et Renz
Glomospira irregularis (Grzybowski)

Analiza conţinutului micropaleontologic din depozitele unităţii de Tazlău permite următoarele constatări:

— Ţinînd seama de poziţia sa stratigrafică, deasupra pragului bionomic la nivelul căruia se înregistrează stingerea erupţiei de globigerinide şi apariţia de tipuri oligocenice, orizontul gresiei de Lucăceşti din unitatea de Tazlău se corelează cu orizontul bazal al gresiei de Fusaru din unitatea de Tarcău.

El se situează astfel în baza oligocenului şi, prin comparaţie cu datele publicate de P a p p şi K u l c i ţ k i (17), ar putea reprezenta echivalentul lattorfianului inferior din literatură.

— În ceea ce priveşte depozitele superioare gresiei de Lucăceşti, prin conţinutul lor microfaunistic redus ca număr de specii şi indivizi, prin prezenţa numeroaselor resturi scheletice de peşti şi prin prezenţa intenselor piritizări, acestea poartă amprenta unor condiţii neprielnice vieţii.

C. *Unitatea inferioară* (probe din bazinul Bistriţei):

1. Orizontul gresiei de Lucăceşti de peste stratele de Bisericani se caracterizează prin următorul conţinut micropaleontologic:

Rhabdammina linearis Brady
Hyperammina ellongata Brady
Gyroidina soldanii (d'Orb.)
Pullenia bulloides (d'Orb.)
Cibicides conoideus (Czjzek)
Globigerina bulloides d'Orb.

Globigerinoides trilobus (Reuss)
Virgulina schreibersiana Czjzek
Glauconit

2. În rest, oligocenul este foarte slab reprezentat din punctul de vedere microfaunistic. În asociație apar numai fragmente de spongieri, resturi scheletice de pești și fructificații de plante.

Sintetizînd rezultatele analizelor micropaleontologice efectuate pe probe colectate din depozitele paleogene dintre văile Oituz și Bistrița, se pot trage următoarele concluzii (tabelul nr. 1):

a) În unitatea de Tazlău, prezența danian — paleocenului a fost dovedită pe baze micropaleontologice. La nivelul limitei dintre cretacic și paleogen, microfauna indică o continuitate în procesul de sedimentare.

b) Eocenul inferior (ypresianul) a fost identificat în unitatea de Tarcău (orizontul bazal al gresiei de Tarcău), în unitatea de Tazlău (stratele de Straja) și în unitatea inferioară, externă (brecia organogenă).

c) Eocenul mediu (luteținul) este reprezentat prin orizontul cu gresie masivă de Tarcău, în unitatea de Tarcău; în unitatea de Tazlău, luteținul cuprinde o alternanță de pachete de gresii tip Tarcău (gresia de Moinești) și de calcare tip Pasieczna, precum și partea bazală a stratelor de Plopu; în unitatea inferioară, luteținului îi revin calcarele de tip Cașin, gresiile de deasupra lor (gresii de Jghiabul-Mare) și stratele de Bucieș.

d) Eocenul superior (priabonianul) este reprezentat prin stratele de Podu-Secu în unitatea de Tarcău, stratele de Plopu (fără partea bazală) în unitatea de Tazlău și prin stratele de Bisericani în unitatea inferioară, externă.

e) Stratele de Podu-Secu sînt sincrone cu stratele de Bisericani, și cu aproximativ două treimi din stratele de Plopu (echivalentul priabonianului).

Reducerea în grosime a stratelor de Podu-Secu se face în favoarea orizontului gresiei masive de Tarcău.

f) Cel mai bogat conținut micropaleontologic al depozitelor eocene se întîlnește în eocenul superior, și anume în stratele de Bisericani. Numărul mare de genuri, specii și indivizi din conținutul micropaleontologic al eocenului superior se reduce de la exterior spre interior, adică de la stratele de Bisericani la stratele de Plopu și apoi la stratele de Podu-Secu. În același sens are loc și reducerea numărului de foraminifere calcaroase din asociația eocenului superior.

g) Limita eocen — oligocen trebuie trasată la nivelul pragului bionomic caracterizat prin dispariția în masă a globigerinidelor din partea terminală a stratelor de Podu-Secu, a stratelor de Plopu sau a stratelor de Bisericani și prin apariția unei microfaune cu tipuri specifice oligocenului.

h) Pachetul de strate, separat sub denumirea de orizont bazal al gresiei de Fusaru, este echivalentul stratigrafic al gresiei de Lucăcești și corespunde lattorfianului inferior din literatură.

i) Oligocenul are în general o microfaună săracă. Totuși, în zonele mai interne ale unității de Tarcău, conținutul micropaleontologic este ceva mai bogat și mai reprezentativ, permițînd individualizarea unor zone micropaleontologice.

Tabelul nr. 1

Schema de corelare a depozitelor paleogene dintre Oituz și Bistrița

Diviziuni geocronologice				Unitatea de Tarcău	Unitatea de Tazlău	Unitatea inferioară (externă)
Oligocen	superior			strate de Vineţișu	orizontul menilitelor superioare	strate de Gura-Șoimului? orizontul menilitelor superioare
					orizontul gresiei de Kliwa	orizontul șisturilor disodilice
	mediu			orizontul gresiei de Fusaru	strate de Podu-Morii (Strigoiu)	orizontul gresiei de Kliwa
					orizontul gresiei de Kliwa	
					orizontul șisturilor disodilice	orizontul șisturilor disodilice
	inferior			orizont marnos cu menilite	orizontul marnelor albe și al menilitelor inferioare	orizontul marnelor albe și al menilitelor inferioare
				orizontul bazal al gresiei de Fusaru	orizontul gresiei de Lucăcești	orizontul gresiei de Lucăcești
Eocen	superior	priabonian	globigerian	strate de Podu-Secu	strate de Plopu	strate de Bisericani
	mediu	luteţian	*Cyclammina amplectens* (erupţie)	orizontul gresiei de Tarcău: gresie masivă		argile roșii (strate de Bucieș)
					gresii tip Tarcău (gr. de Moinești și calcare tip Pasieczna	str. de Doamna: gresii de Jghiabul-Mare calcare tip Cașin
	inferior	ypresian		argile roșii, verzi (orizont bazal)	strate de Straja	conglomerate (brecia organogenă)

Spre est se remarcă o uniformizare a conţinutului microfaunistic în întreaga serie oligocenă, de la gresia de Lucăceşti pînă la menilitele superioare.

Concluziile formulate mai sus concordă cu concluziile care s-au desprins din studiul formaţiunilor paleogene dintre văile Buzău şi Oituz.

PALEOGEOGRAFIE

Analiza hărţilor litofaciale prezentate (fig. 6 şi 7) permite următoarele concluzii de ordin paleogeografic :

1. Limitele mării eocene erau în afara actualelor limite de răspîndire a depozitelor eocene. Ca şi în regiunea de la sud de Oituz, se constată oarecare reducere a grosimii depozitelor eocene spre vest, dar faptul că în regiunea văii Bicazului zona de maximă grosime se găseşte în vecinătatea liniei de încălecare a formaţiunilor cretacice sugerează ideea că aici ţărmul trebuie să fi fost mult mai departe spre vest. În ceea ce priveşte limita estică a mării eocene, reducerea grosimii depozitelor eocene din cuprinsul unităţii inferioare, ca şi prezenţa conglomeratelor bazale ar putea fi folosite ca elemente în sprijinul ideii că ţărmul nu era mult prea departe spre est. Prezenţa conglomeratelor poate fi legată însă de existenţa unor cordiliere emerse local în marea eocenă, dincolo de care se întindeau încă apele acestei mări. Este de presupus că, cel puţin local, apele mării eocene din zona geosinclinalului carpatic aveau legături cu apele mării eocene de pe marginea vestică a Platformei Moldoveneşti sau din Depresiunea Bîrladului.

2. Aria de răspîndire a mării oligocene pare a nu fi fost prea mult diferită de cea a mării eocene. Aportul cordilierelor de şisturi verzi în procesul de sedimentare a unor conglomerate pare a fi fost însă mai activ în oligocen decît în eocen.

3. Zona de maximă grosime a depozitelor eocene coincide, în general, ca şi în regiunea de mai la sud, cu cea a depozitelor oligocene. În eocen se constată o îngroşare maximă la sud de bazinul văii Uzului şi alta în bazinul văii Bicazului. În oligocen se remarcă îngroşarea depozitelor numai în zona sudică.

4. Zonele de maximă grosime din eocen şi din oligocen corespund cu dezvoltarea maximă a gresiilor de Tarcău şi, respectiv, de Fusaru. Zonele de adîncimi maxime ale bazinelor de sedimentare se găseau însă mai spre est, poate undeva în zona de răspîndire a faciesurilor intermediare.

5. Litofaciesul şi conturul izopahitelor concordă cu interpretarea structurii în pînză a regiunii, structură dedusă pe criterii de facies şi de aşezare spaţială a formaţiunilor geologice.

BIBLIOGRAFIE

1. Atanasiu I., *Contributions à la stratigraphie et la tectonique du Flysch marginal Moldave*, Ann. Sci. Univ. Jassy, 1938, **XXV**, *I*.
2. — *Les facies du Flysch marginal dans la partie moyenne des Carpates Moldaves*, An. Inst. geol. Rom., 1943, **XXII**.
3. Băncilă I., *Geologia Carpaţilor Orientali*, Edit. ştiinţifică, Bucureşti, 1958.

4. Bombiţă G., *Contribuţii la corelarea eocenului epicontinental din R.P. Romană*, Edit. Acad. R.P.R., Bucureşti, 1963.
5. Братков Г. Н., *Эоценовые отложения буковинских Карпат*, Докл. АН СССР, 1956, **10**, *4*,
6. Черням Н. И., *Некоторые замечания о расчленении палеогена северной части советских Карпат*, Геолог. сборник, 1957, *4*,
7. Costea I. şi Balteş N., *Corelări stratigrafice pe baza microfosilelor*, Edit. tehnică, Bucureşti, 1962.
8. Filipescu M. G., *Problema vulcanismului extracarpatic*, Rev. Muz. mineral., geol. Cluj, 1944, **VIII** (1943—1944).
9. — *Vederi noi asupra tectonicii Flişului Carpaţilor Orientali*, Rev. Univ. Buc. şi a Politeh., seria şt. nat., 1955, *6—7*.
10. Geroch S., *Microfaunal assemblages from the Cretaceous and Paleogene Silesian Unit in the Beskid Slaski Mts. (Silesian Carpathians)*, Wydaromietwa geologiczna, Varşovia, 1960.
11. Grigoraş N., *Geologia zăcămintelor de petrol şi gaze din R.P.R.*, Edit. tehnică, Bucureşti, 1961.
12. Grigoraş N., Pauliuc S. şi Costea I., *Date noi privind faciesurile depozitelor paleogene dintre Văile Putna şi Buzău*, Anal. Univ. Buc., seria şt. nat. geol.-geogr., 1963, *37*.
13. Huss F., *Stratygraphic jednostki Weglowski na podstawie mikrofaunu*, Acta geol. Pol., 1957, **VII**.
14. Ionesi L., *Geologia regiunii dintre P. Bolovăniş şi P. Rădvanu (valea superioară a Tarcăului)*, Dări de seamă Com. geol., 1961, **XLIV** (1956—1957).
15. Joja T., Cosma V. et Dumitrescu Z., *Les horizons du Flysch externe compris entre la Suceava et la Sucevita et leur contenu micropaléontologique*, Congresul V al Asociaţiei carpato-balcanice, Bucureşti, 1963.
16. Кульчицкий И. О., *Палеогеновые отложения района с. Ясина*, Геологический сборник, 1957, *4*.
17. — *Меловый и палеогеновый флиш юговосточной части Восточных Карпат*, Геологический сборник, 1958, *5—6*.
18. Majzon L., *The Paleogene foraminifere horizons of Hungary*, Acta geol. hung., 1963, **7**, *3—4*.
19. Mallory V. S., *Lower Tertiary Biostratigraphy of the California Coast-Ranges*, Toulsa, Oklahoma, 1959.
20. Маслакова Н. И., *Расчленение эоценовых отложений Восточных Карпат по мелким фораминиферам*, Геологический сборник, 1957, *4*.
21. Papp A., *Grundzüge der Stratigraphie*, Budapesta, 1964.
22. Pokorny V., *Microstratigraphie et biofacies du flysch carpatique de la Moravie méridionale*, Rev. de l'Inst. Franç. de Pétrole, 1960, **15**, *7—8*.
23. Субботина Н. Н., *Глобижериниды, ханткениниды и глобороталиды*, Ленинград, 1953.
24. — *Фораминиферы меловых и палеогеновых отложений западной Сибирской низменности*, Ленинград, 1964.
25. Tocorjescu M., *Consideraţii micropaleontologice asupra limitei cretacic-eocen*, St. şi cerc. geol., 1960, **V**, *2*.
26. Vinogradov C., *Limita cretacic-paleogen în bazinul văii Prahova*, St. şi cerc. geol., 1960, **V**, *2*.
27. Vîsoţki I. şi Grigoraş N., *Schema de corelare a depozitelor paleogene din Carpaţii Orientali de pe teritoriile U.R.S.S. şi R.P.R.*, St. de cerc. geol. geofiz., geogr., Seria geologie, 1964, **9**, *1*.
28. Vlaicu-Tătărîm N., *Stratigrafia eocenului din regiunea de la SV de Cluj*, Edit. Acad. R.P.R., Bucureşti, 1963.
29. * * * Comitetul Geologic, *Harta geologică a R.P.R. Sc.* 1 : 500 000.

Universitatea Bucureşti,
Facultatea de geologie-geografie
şi
Institutul de cercetări şi proiectări geologice, industriale pentru hidrocarburi.

Primită în redacţie la 14 mai 1966.

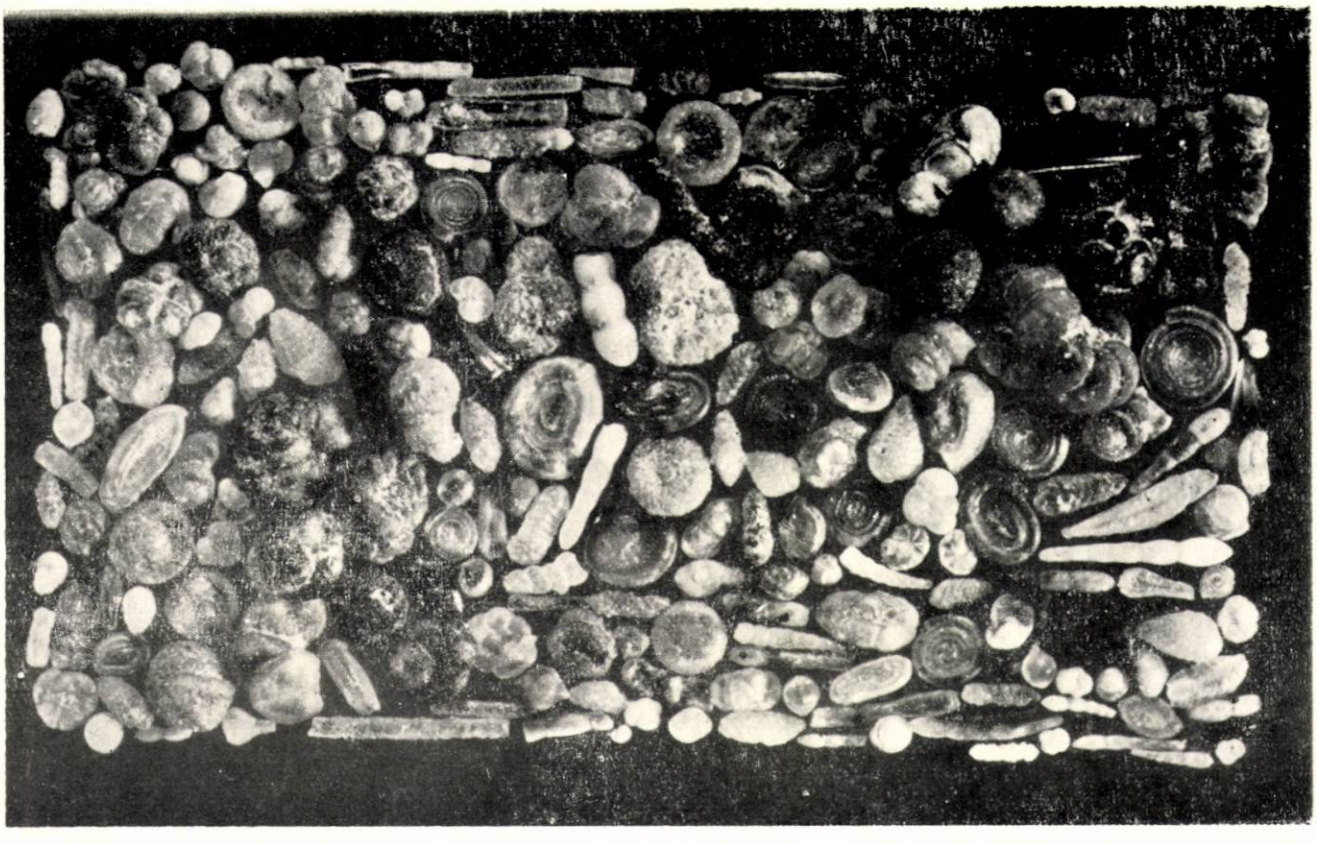


Fig. 1. — Asociația microfaunistică a părții superioare a stratelor de Hangu din rîul Bistrița (Stejarul) (× 30).

Fig. 2. — Asociația microfaunistică a stratelor de Straja din rîul Bistrița (Stejarul) (×32).

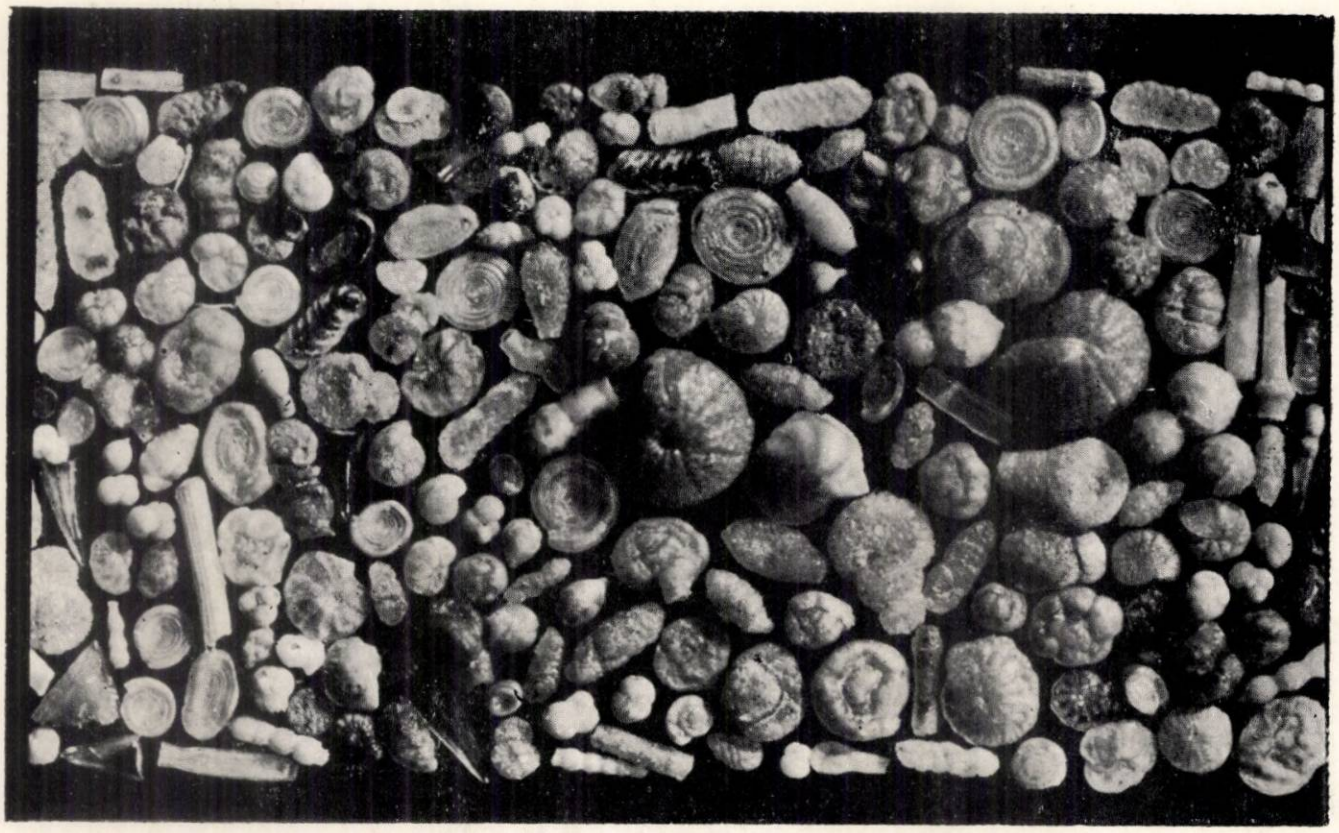


Fig. 3. — Asociaţia microfaunistică a stratelor de Plopu din pîrîul Plopu (× 30).

Fig. 4. — Asociaţia microfaunistică a argilelor roşii din pîrîul Doamna (× 30).

Fig. 5. — **Asociatia microfaunistică** a stratelor de Bisericani din pîrîul Blaga (× 40).

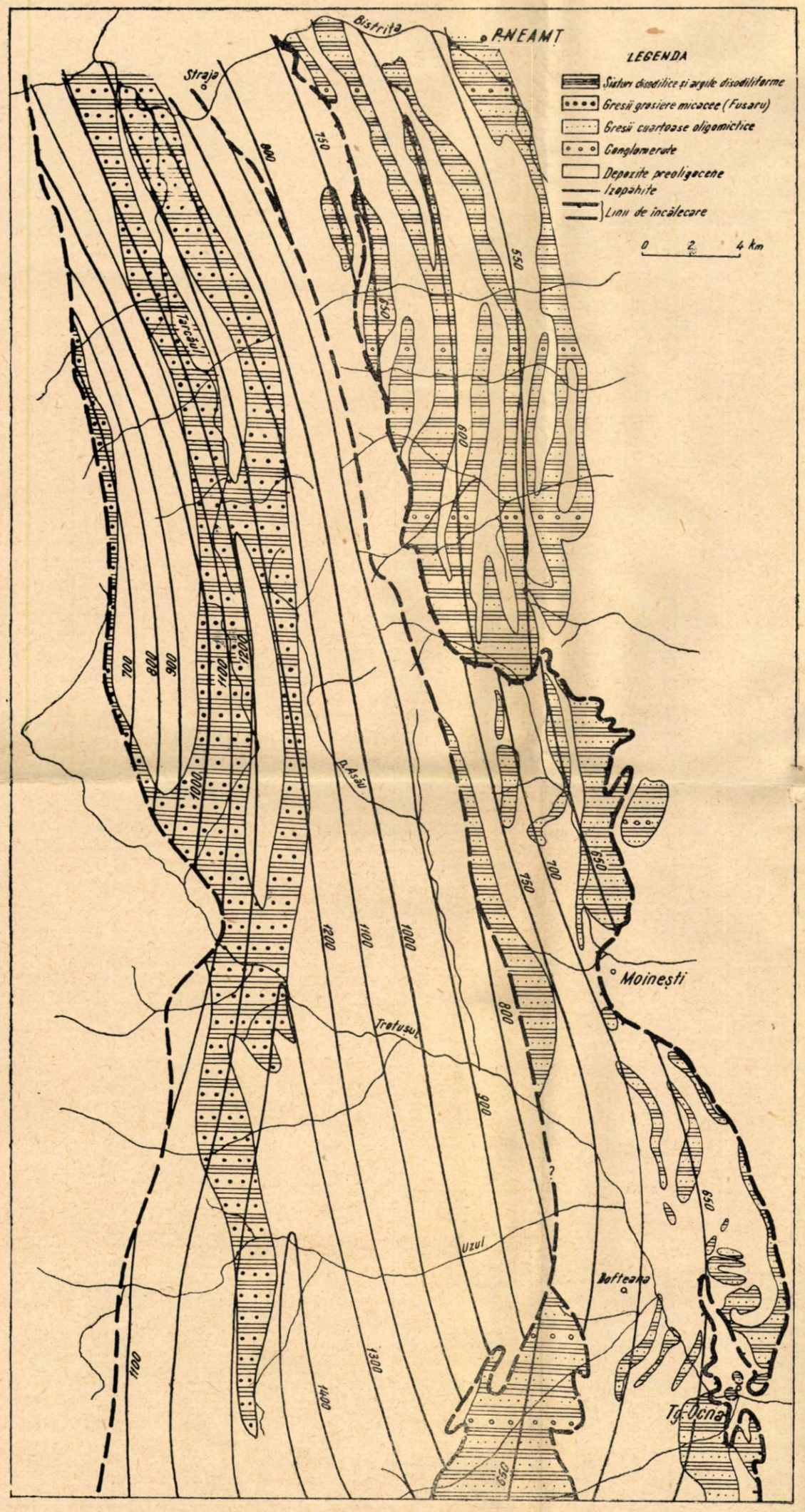


Fig. 6. — Harta litofacială a depozitelor oligocene dintre valea Oituzului şi valea Bistriţei.

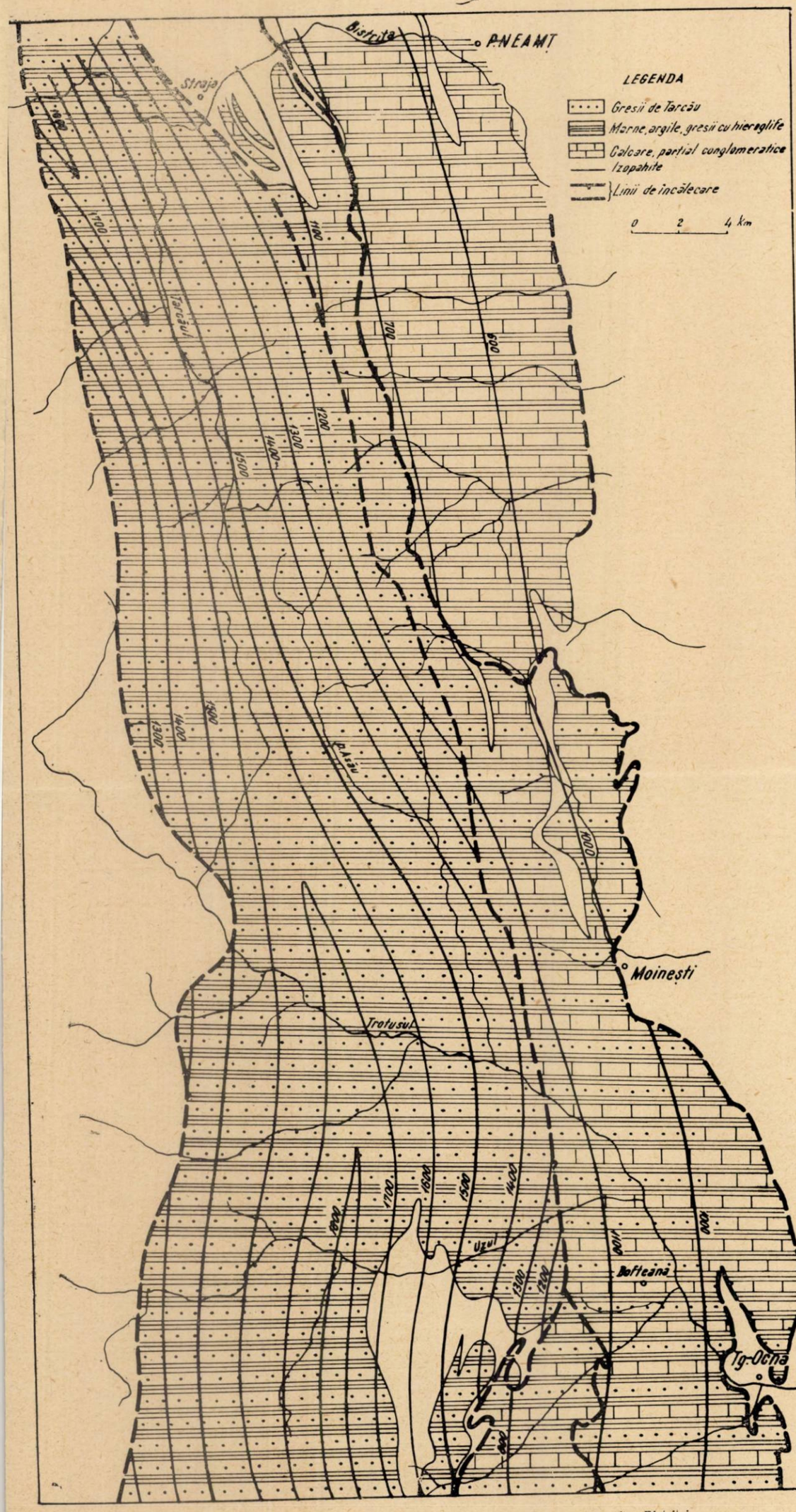


Fig. 7. — Harta litofacială a depozitelor eocene dintre valea Oituzului şi valea Bistriţei.

STUDIUL GEOLOGIC AL COMPLEXULUI VĂRGAT INFERIOR DIN NORD-VESTUL BAZINULUI TRANSILVANIEI

DE

GR. RĂILEANU și N. MÉSZÁROS

55(05)

Complexul vărgat inferior cuprinde, în nordul regiunii, la Jibou, trei orizonturi : orizontul vărgat inferior ; orizontul calcarelor de apă dulce și orizontul vărgat superior, iar în sudul regiunii (Huedin — Iara), două : orizontul lateritic și orizontul vărgat superior.

Discordanța dintre orizontul calcarelor de apă dulce și orizontul vărgat superior față de orizontul vărgat inferior ne face să admitem două etape de formare a acestui complex : una, care ar corespunde ca timp maastrichtian superior — danian — paleocenului și alta luteţianului inferior.

Prezența unei cantități uneori apreciabile de material vulcanic în componența complexului vărgat inferior ne conduce la ideea că în regiunile învecinate a avut loc, în acel timp, o activitate vulcanică puternică, care s-a răsfrînt și asupra acestor formațiuni.

CONSIDERAȚII GENERALE

Formațiunile paleogene din partea de nord-vest a Bazinului Transilvaniei, dintre Cluj — Jibou și Ileanda-Mare, au atras atenția a numeroși cercetători încă din secolul trecut. Orizontarea acestor depozite a ridicat și ridică o serie de probleme legate de geneză, de litologie, de stratigrafie, de vîrstă, de terminologie etc. Datele pe care le deținem ne permit să ne ocupăm, deocamdată, numai de formațiunile cele mai vechi care sînt situate în bază și cu care s-a considerat pînă în prezent că se începe suita de depozite paleogene din această parte a Bazinului Transilvaniei.

St. și cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie t. 11 nr. 2 p. 451–462 București 1966

DENUMIREA COMPLEXULUI VĂRGAT INFERIOR

Cercetînd literatura de specialitate putem constata că această unitate stratigrafică apare sub denumiri foarte variate. Astfel aceste depozite sînt denumite „gresii vărgate" (28), (29) „argile vărgate" și „grupa calcarelor și marnelor de apă dulce" de la Jibou (7), „stratele de argile vărgate inferioare și orizontul inferior ale calcarelor de apă dulce" sau „seria vărgată inferioară" (36). Th. Joja (10) în cadrul „stratelor de argile vărgate inferioare" separă ca intercalație „faciesul stratelor de Rona", echivalent cu calcarul de apă dulce din terminologia mai veche (7). Gr. Răileanu și E. Saulea (32), în cadrul „seriei argilelor vărgate inferioare", delimitează „orizontul roșu (inferior)", „orizontul calcarelor de apă dulce și orizontul vărgat". N. Mészáros (18), (20) folosește în mai multe lucrări denumirea de „complex vărgat inferior", delimitînd în cuprinsul acestuia „orizontul vărgat inferior", „orizontul calcarelor de apă dulce" și un „orizont vărgat superior". N. Vlaicu-Tătărîm (42) a separat la sud-vest de Cluj, în seria argilelor vărgate inferioare, orizontul „solurile lateritice" și "orizontul vărgat".

O mare variație de denumiri găsim și în alte lucrări cu caracter de rapoarte. I. Drăghindă[1] le numește „orizontul argilelor pestrițe", V. Dragoș[2]" orizontul argilelor pestrițe inferioare", I. Barbu[3] și V. Lăzărescu[4] „argile roșii inferioare", I. Dumitrescu (4) „argile pestrițe inferioare. „E. Negreanu[5] folosește denumirea de „orizontal argilelor roșii inferioare", iar denumirea de „complexul vărgat inferior tufitic" este folosită de E. Stoicovici și I. Mureșan (33), (34).

Această variație de numiri denotă că terminologia adoptată de unul sau altul dintre autori nu corespunde întru totul conținutului acestei formațiuni. În primul rînd, se ridică problema justeței denumirii de „argile". Dacă cercetăm compoziția litologică a acestor depozite, argilele propriu-zise sînt rare. Acele strate care au fost considerate ca argile sînt în marea majoritate a cazurilor în realitate argile nisipoase, aleurite. Pe lîngă aceste aleurite mai sînt frecvente, în afară de calcarele și marnele care aparțin depozitelor lacustre, gresii, nisipuri, conglomerate, pietrișuri, tufite etc. care, în unele regiuni, predomină în mod impunător. Dacă studiem aceste depozite într-o anumită regiune putem întîlni în unele cazuri numai conglomerate, alteori gresii, nisipuri, aleurolite sau argile. Constatăm deci că, în regiunea Jibou, în aceste depozite se intercalează și un orizont de apă dulce, format din calcare, marne, argile etc. În această situație considerăm că este mai justificat să folosim termenul de „complex".

O altă problemă se leagă de culoarea acestor depozite. Este adevărat că în ansamblu aceste depozite sînt roșii, însă printr-o examinare mai atentă

---

[1] I. Drăghindă, *Cercetări geologice în regiunea Gilău—Căpuș*, Arh. Com. geol., 1952.

[2] V. Dragoș, *Raport geologic asupra regiunii Călățele—Huedin*, Arh. Com. geol., 1953.

[3] I. Barbu, *Raport asupra regiunii Ortelec — Moigrad — Brebi*, Arh. Com. geol., 1952.

[4] V. Lăzărescu, *Raport geologic asupra regiunii sud Frîncenii-de-Piatră — Vima — Strîmbu — Chiuești*, Arh. Com. geol., 1955.

[5] E. Negreanu, *Cercetări geologice asupra regiunii izvoarelor Crișului — Panic — Mănăștur*, Arh. Com. geol., 1953.

şi aceste depozite aşa-zise „roşii" sînt uneori „pătate" sau adesea „vărgate". Ele conţin şi numeroase intercalaţii de altă culoare, cenuşie, cenuşiu-verzuie etc. Caracterul vărgat al acestor depozite este cel mai frecvent şi de aceea îl adoptăm.

În concluzie, propunem ca aceste depozite să fie denumite „complexul vărgat inferior".

STRATIGRAFIA COMPLEXULUI VĂRGAT INFERIOR

Aceste depozite sînt localizate la baza formaţiunilor paleogene din partea de nord-vest a Bazinului Transilvaniei, acoperind suprafeţe foarte variate. În plus, componenţa acestui complex variază mult, uneori chiar pe distanţe foarte mici. Aşa cum au constatat Gr. Răileanu şi E. Saulea (32) se pot lua ca puncte de plecare două stratotipuri, unul în nord, în regiunea Jibou, şi altul în sud, în regiunea Huedin—Iara.

În regiunea Jibou, în complexul vărgat inferior, se pot separa următoarele subdiviziuni litologice :

a. Orizontul vărgat inferior.

b. Orizontul calcarelor de apă dulce.

c. Orizontul vărgat superior.

a. *Orizontul vărgat inferior.* Acest orizont poate fi bine studiat la nord de Jibou, pe teritoriul localităţilor Someş-Odorhei—Bîrsa. Cele mai complete date asupra succesiunii şi caracterele acestor depozite au fost constatate cu ocazia executării forajului de la Someş-Odorhei (40), cînd au fost semnalate şi nivelele unde s-au constatat erupţii de gaze sau urme de petrol. După ce forajul a traversat depozite aluviale pe o grosime de circa 11,0 m, la adîncimile de 16,0—26,0 m, 48,0—49,0 m, 208,0—215,0 m, 248,0—252,0 m a străbătut o alternanţă de nisipuri, gresii, nisipuri argiloase, în rest succesiunea fiind formată din argile nisipoase, roşii. Este important de reţinut faptul că în unele probe au fost întîlnite şi fragmente de cochilii de moluşte, fragmente care nu au mai fost regăsite ulterior. La adîncimile de 208,0 şi 218,0 m s-au constatat manifestări de gaze, la început mai slabe şi apoi mai energice. Urme de gaze au mai fost semnalate între 248,0 şi 252,0 m, între 285,0 şi 375,0m, între 415,0 şi 530,0 m, între 572,0 şi 624,0 m. Şisturile cristaline au fost atinse la 750,0 m adîncime. Judecînd după aceste date, trebuie să admitem că grosimea maximă (de circa 1 500 m) a acestui complex este în regiunea Jibou.

Fr. Nopcsa arată că în valea Bîrsei s-a întîlnit şi o coastă de ornitopod, ceea ce ar indica prezenţa danianului în această regiune. Această semnalare de resturi de dinosaurieni este singura pînă acum şi după părerea noastră ea trebuie privită sub semnul întrebării.

b. *Orizontul calcarelor de apă dulce.* Baza acestor depozite a fost studiată în aflorimentul care este situat la circa 300 m nord de drumul ce duce spre Traniş. Ele sînt formate din marne cu o structură pelitică, textură neregulată cu rare fragmente de cuarţ. Se găsesc adeseori fisuri umplute de calcită, care prezintă o structură „con în con". Peste acestea sînt dezvoltate bancuri de marne, marne calcaroase-bituminoase cenuşii, cu urme de organisme indeterminabile. Acestea suportă marne foioase—şistoase cenuşii. Dezvoltarea cea mai completă a orizontului calcarelor de apă dulce este

la Rona, pe malul drept al Someşului. Aceste depozite au în bază şisturi argiloase cu intercalaţii de calcare organogene cenuşii (3,0 m), cu lentile sau pungi verzi de glauconit. Urmează calcare, de culoare deschisă, slab deschisă, slab bituminoase, care au o structură criptocristalină şi în care apar resturi de cochilii. În partea lor inferioară se găsesc încă pungi de marne glauconitice. În marne se întîlnesc resturi de :

Galba (*Lymnaea*) *michelini* Desh.
Galba aff. *arenularia* Brard
Galba aff. *inflata* Brongn.
Australorbis cf. *elegans* Edw.
Australorbis aff. *globuloides* Forb. (15,0 m)

Acestea formează calcarul propriu-zis de Rona. În continuare, întîlnim marne cenuşii-vişinii, sfărîmicioase, cu resturi de gasteropode, care alternează cu calcare şi calcare glauconitice. Aceste calcare au o structură criptocristalină şi sînt bogate în accidente silicioase (5,0 m). În continuare se dispun argile cenuşii-verzui cu resturi de *Australorbis* şi *Galba*, urmate de argile vărgate roşietice (1,5 m). Pe o grosime de 8,0 m se dezvoltă argile cenuşii şistoase cu intercalaţii de argile roşietice ruginii, vişinii sau albe, făcîndu-se astfel trecerea la orizontul imediat următor.

Caracteristică întregului profil este dezvoltarea perfectă a stratificaţiei, ceea ce arată o sedimentare liniştită, existentă în condiţii lacustre. În acest orizont au mai fost întîlnite, la Rona, resturi de *Chara* (*Kosmogyra superba* Stacke, *K. vasiformis* Pia), iar la Popeni forme de *Galba* aff. *arenularia* Brard, *Australorbis* cf. *inflata* Brongn., *Australorbis* cf. *elegans* Edw., iar la Jibou un os de chelonian.

Acest orizont al calcarelor lacustre de apă dulce are dezvoltarea cea mai mare la vest de Jibou, unde atinge circa 400 m grosime ; spre nord de Rona, ele se pot urmări pînă la est de Guruslău, unde apoi se efilează şi dispar.

c. *Orizontul vărgat superior*. Partea inferioară a acestui orizont poate fi studiată la vest de Dealul Racoţi, pe versantul drept al Someşului, în continuarea profilului precedent, descris la Rona.

În bază, orizontul începe cu gresii, care cuprind intercalaţii de argile roşietice (13,0 m), urmate de nisipuri cu intercalaţii de pietrişuri şi apoi pachete de argile nisipoase vărgate, roşii, şi pietriş. Peste acestea urmează argile nisipoase cenuşii-roşietice.

Partea superioară a acestui orizont poate fi studiată între Jibou şi Popeni. La gara Jibou, partea superioară a orizontului vărgat superior este deschisă pe o grosime de 20,0 m, fiind formată din argile nisipoase vărgate, peste care urmează în concordanţă un conglomerat, care aparţine orizontului marno-calcarelor cu anomii şi a gipsurilor inferioare din baza seriei marine inferioare. La Popeni, în Pîrîul de sub Piatră, partea superioară a orizontului începe cu argile vărgate nisipoase micacee, în alternanţă cu nisipuri cenuşii de cuarţ şi mică (10,0 m). Urmează argile cenuşii slab nisipoase (5,0 m), argile nisipoase roşii-cenuşii (35,0 m). Peste acesta urmează seria marină inferioară, cu orizontul său bazal bogat în gipsuri.

În continuare, vom urmări schimbările litologice care se observă în complexul vărgat inferior spre nord şi nord-est de Jibou.

În ceea ce privește orizontul vărgat inferior se constată că pe măsură ce avansăm spre nord (Fericea — Cheud) este reprezentat numai prin partea superioară, formată dintr-o alternanță de bancuri de gresii cu argile nisipoase roșii, vărgate, cu intercalații de pietrișuri la unele nivele. Este interesant de reținut faptul că depozitele acestui orizont au o cădere mult mai mare față de faciesul calcarelor de apă dulce, care se dispun peste ele într-un mod discordant și transgresiv. Mai departe, spre nord-est, acest orizont este depășit de termenul superior al acestui complex.

Spre nord de Rona, orizontul calcarelor de apă dulce prezintă o tendință de efilare. În literatură, prezența acestui facies încă nu era cunoscută la Guruslău. Gr. Răileanu a presupus efilarea acestui orizont la Husia.

Acest orizont, la Guruslău, are în bază un banc de conglomerate în care se găsesc resturi de plante carbonizate, urmate de gresii cu accidente silicioase și argile șistoase cu accidente silicioase. În profilul de la Guruslău se poate observa foarte bine cum orizontul calcarelor de apă dulce stă discordant peste orizontul vărgat inferior.

Orizontul vărgat superior se găsește în continuitate de sedimentare față de orizontul calcarelor de apă dulce. El este reprezentat printr-un microconglomerat, format din elemente de cuarț, peste care se găsește o alternanță de pietrișuri, gresii și argile vărgate cenușii-cărămizii. În continuare urmează pe o grosime de 40,0 m o alternanță de argile și argile nisipoase vărgate. Acestea suportă primul orizont al seriei marine inferioare.

Mai spre nord, atît orizontul vărgat inferior, cît și calcarele de apă dulce lipsesc, ele fiind depășite de orizontul vărgat superior printr-o ingresiune progresivă (fig. 1).

La Vădurele, pe Valea Roșie, la 300 m de la confluența cu valea Satului conglomeratele și pietrișurile încep să capete o dezvoltare din ce în ce mai mare. Mai la nord, la Cheud, orizontul superior al complexului vărgat inferior se dispune direct peste cristalinul Țicăului.

Din succesiunea depozitelor orizontului vărgat superior, dezvoltat între Jibou și Cheud, observăm că spre nord, spre Masivul Țicăului, argilele devin mai nisipoase, intercalațiile de argile și argile nisipoase devin subordonate față de nisipuri, pietrișuri și conglomerate, iar elementele conglomeratelor și pietrișurilor sînt mai mari în apropierea masivului, observîndu-se o sortare spre interiorul acestuia. Aceeași componență litologică o are complexul vărgat inferior la Fericea, Stejera și Iadăra, unde se așternd direct pe subasmentul cristalin.

După o întrerupere în continuitate, depozitele orizontului superior al complexului vărgat inferior reapar în butonierea de la valea Chioarului, unde se dispun peste depozitele senoniene. La confluența cu valea Văraiului, în bază, întîlnim o argilă nisipoasă roșie, cu granule de cuarț, fluturași de mică și elemente de șisturi cristaline (15,0 m), urmat de conglomerate slab cimentate, avînd pe alocuri un aspect de pietriș de cuarț, cu intercalații de argile nisipoase roșietice (10,0 m). Aceste depozite sînt străpunse de un corp de riolit în parte bentonitizat, care prezintă o concordanță falsă față de depozitele sedimentare. Depozitele orizontului vărgat superior sînt acoperite de orizontul cu *Nummulites perforatus* sau de formațiuni marine miocene.

Mai spre est, depozite care aparțin acestui orizont vărgat superior pot fi reîntîlnite la Frîncenii-de-Piatră și la Glod.

Spre sud de Jibou, în regiunea Meseşului, din complexul vărgat inferior este prezent numai orizontul vărgat superior. Aşa este, de exemplu, la Crişeni, unde Ş t. M a t e e s c u (13) menţionează apariţia acestor depozite la o adîncime de 559,6 m (fig. 2). Mai spre sud-vest, orizontul vărgat superior apare la suprafaţă la Ortileag în valea Repausului. Aici, el este reprezentat printr-o alternanţă de argile nisipoase, vărgate sau roşii, bine stratificate, şi pietrişuri. Se găsesc şi intercalaţii de gresii cenuşii, pe alocuri mai cimentate, care pot să treacă în conglomerate. Depozitele vărgate apar doar pe o grosime de 10 m şi sînt puternic dislocate. Peste ele urmează concordant orizontul marno-calcaros cu anomii şi al gipsurilor inferioare. Unii autori (7), (8), şi recent S. N ă s t ă s e a n u arată că aceste depozite vărgate apar şi în valea Ragului, spre Stîrciu, interpunîndu-se între fundamentul de şisturi cristaline şi calcarele grosiere inferioare.

În continuare se poate urmări orizontul vărgat superior în golful Călăţele, la Hodiş şi la Morlaca unde aceste depozite în mod greşit au fost considerate ca fiind cretacic superioare (36), (37). Orizontul vărgat superior este reprezentat prin argile roşietice vineţii-cenuşii, vărgate, cu intercalaţii de gresii grosiere cu ciment calcaros. În continuare apar microconglomerate formate din elemente rotunjite de cuarţ. Aceste depozite sînt puternic dislocate, avînd contact tectonic cu eruptivul.

Începînd de la Mărgău, orizontul vărgat superior poate fi urmărit fără întrerupere în sudul şi estul golfului Călăţele.

În regiunea Huedin—Iara, complexul vărgat inferior este reprezentat prin : *a*) orizontul eluvial şi *b*) orizontul vărgat superior.

a) Orizontul eluvial se aşterne transgresiv peste fundamentul cristalin al Munţilor Gilăului. El este reprezentat prin soluri fosile lateritice formate (la Agîrbiciu) din argile caolinoase, roşii-violacee, care după E. S t o i c o v i c i şi I. M u r e ş a n ar reprezenta tufuri vulcanice alterate. Aceleaşi caractere prezintă aceste depozite şi mai la sud în valea Finişelului şi Stolna, unde aceste depozite ating circa 8 m grosime.

b) Orizontul vărgat superior este alcătuit dintr-o alternanţă de conglomerate de argile nisipoase roşii, vărgate, de pietrişuri care uneori se amestecă cu material vulcanogen.

La Agîrbiciu, de exemplu, în Rîpa-Ilienii, E. S t o i c o v i c i şi I. M u r e ş a n (33), (34) indică prezenţa unei alternanţe de lave şi piroclastite andezitice (bombe vulcanice şi cenuşă), urmată de nisipuri şi pietriş cu cenuşă andezitică alterată, de culoare roşie-violacee, de nisip tufitic, cu nuanţe roşii şi verzui. Acestea suportă calcarul oolitic din seria marină inferioară. Spre sud, la Căpuşul-Mic şi Căpuşul-Mare, Săvădisla, Săcel şi în alte puncte, orizontul vărgat superior se aşterne direct peste fundament. El are un caracter net detritogen, rămînînd ca materialul vulcanogen să fie mai mult o caracteristică a regiunii Agîrbiciu.

Aceste depozite sînt dezvoltate şi în direcţia localităţilor Someşul-Rece şi Someşul-Cald.

Depozitele vărgate pot fi bine studiate şi în jurul localităţilor Lona, Stolna şi Săvădisla. La Lona (Valea Mică), în bază orizontul vărgat superior are argile nisipoase roşii (3,0 m), conglomerat format din elementele de cuarţ şi şisturi cristaline (1,5 m), argile, argile nisipoase roşii, vărgate (10,0 m), conglomerat (1,0 m), argile nisipoase roşii, vărgate (8,0 m), conglomerat

(1,0 m), argile roşii cu intercalaţii de nisipuri (4,0 m). Peste acestea urmează seria marină inferioară.

Pe valea Finişelului, în bază, se dezvoltă orizontul eluvial, format din argile caolinoase albe-cenuşii-vineţii, de circa 8,0 m grosime. Peste acestea urmează orizontul vărgat superior, format dintr-o alternanţă de pietrişuri cu lentile şi dungi nisipoase-feruginoase de nisipuri slab cimentate, de microconglomerat şi de argile roşii-brune cu intercalaţii de pietrişuri.

La Hăşdate, peste depozitele cretacice superioare, se dezvoltă, pe o grosime de 8,0 m, argile caolinoase albe, cenuşii-vişinii, care aparţin orizontului eluvial. Aici, orizontul vărgat superior este format în general dintr-o alternanţă de argile nisipoase roşii, argile verzi, argile roşii, argile nisipoase cenuşii-verzui, argile marnoase verzui şi argile roşii-brune, fin stratificate. De reţinut caracterul pelitic şi aleuritic predominant al depozitelor de la Hăşdate ; în schimb la Săcel, peste depozitele cretacice se dispun formaţiunile vărgate cu grosime de 120 m, care au 4 nivele de conglomerate, dezvoltate mai ales în partea mediană a succesiunii. De asemenea, spre Iara încep să predomine gresiile dure şi bancurile de conglomerate faţă de argile, iar la Făgetul-Ierii în partea inferioară a depozitelor vărgate apar nisipuri de cuarţ (fig. 3), pe care E. Saulea le consideră ca fiind de origine deltaică.

Din cele prezentate mai sus se pot trage următoarele concluzii :

În timpul formării complexului vărgat inferior au existat în nordul şi nord-vestul Transilvaniei condiţii diferite de sedimentare. În regiunea Jibou şi la nord-est de această localitate, formarea scoarţei lateritice, de alterare, a avut loc paralel cu transportul şi depunerea materialului eluvial în bazinul de subsidenţă. La vest de Cluj, în această vreme, s-a format o pătură de alterare lateritică, care s-a păstrat împreună cu depozitele cretacice sau cu corpurile eruptive.

Cu cît înaintăm la nord de Jibou, spre Năpradea—Cheud, intercalaţiile de conglomerate, de pietrişuri devin tot mai frecvente, sedimentele sînt mai grosiere, ceea ce ne arată prezenţa apropierii de o zonă ridicată în preajma bazinului de sedimentare, fapt care se reliefează mai bine în apropierea Masivelor Ţicău şi Preluca prin stratificaţia neregulată—torenţială a acestor depozite.

În timpul depunerii calcarelor de apă dulce din regiunea Jibou, în zonele marginale ale bazinului sedimentaţia grosieră s-a continuat.

Orizontul vărgat inferior din regiunea Jibou îşi găseşte corespondent în orizontul eluvial din regiunea Huedin—Iara.

Contactul uneori direct al orizontului vărgat superior cu fundamentul denotă caracterul său transgresiv.

Discordanţa dintre orizontul calcarelor de apă dulce şi orizontul vărgat inferior denotă un moment de exondare după depunerea orizontul vărgat inferior.

VÎRSTA COMPLEXULUI VĂRGAT INFERIOR

În ceea ce priveşte vîrsta acestor depozite părerile au fost împărţite. Unii autori consideră că aceste depozite ar fi de vîrstă eocen inferioară. Alţii le paralelizează cu soissonianul din Bazinul Parisului, indicînd ca argument prezenţa unor resturi organice. Menţionăm însă că nu s-a reuşit

să se delimiteze complexul vărgat inferior de cel superior (28), (29), greşeală semnalată la timpul său (13), indicîndu-se vîrsta daniană şi paleocenă solurilor lateritice, iar orizontului vărgat luteţian inferioară. I. Dumitrescu (4) acordă vîrsta eocen inferioară „argilelor pestriţe inferioare". I. P. Voiteşti (43) opiniază în lucrarea sa pentru vîrsta paleocen—luteţian inferioară a acestor depozite. M. Chiriac[6] consideră depozitele vărgate din regiunea Valea-Chioarului de vîrstă sparnasian—ypresiană. Gr. Răileanu şi E. Saulea (32) le consideră de vîrstă eocenă în sensul larg (paleocen). N. Mészáros (17) atribuie complexului vărgat inferior vîrsta montian—thanetiană şi ypresiană. Tot N. Mészaros, într-o lucrare mai recentă (18), arată că orizontul vărgat inferior şi orizontul calcarelor de apă dulce s-au format în danian-paleocen, ypresian, iar orizontul vărgat superior în luteţian inferior.

Niţa Vlaicu-Tătărîm (42), studiind depozitele vărgate între Lona şi Hăşdate, arată că solurile lateritice au vîrsta danian—eocen inferioară, iar orizontul vărgat luteţian inferioară.

Studiind vîrsta acestor depozite, de la început putem constata că ele se dispun discordant în regiunea Clujului şi în valea Chioarului, peste depozitele senoniene şi, mai precis, peste cele maastrichtian inferioare, şi sînt acoperite cu formaţiuni marine luteţian superioare, adică, formarea acestor depozite cuprinde intervalul de timp care s-a scurs între maastrichtianul superior şi luteţianul superior. Orizontul vărgat inferior din regiunea Jibou şi corespondentul său din regiunea Cluj, orizontul eluvial, trebuie să aparţină danian—paleocenului. Asociaţia de moluşte *Galba* şi *Australorbis* din orizontul calcarelor de apă dulce indică prezenţa unor depozite eocen inferioare. Dacă ţinem seama şi de caracterul discordant al calcarelor de apă dulce care suportă în continuitate de sedimentare orizontul vărgat superior trebuie să admitem că aceste orizonturi ar avea vîrsta luteţian inferioară.

ACTIVITATEA VULCANICĂ DIN TIMPUL FORMĂRII COMPLEXULUI VĂRGAT INFERIOR

Cercetările efectuate în ultimii ani au arătat prezenţa manifestaţiilor vulcanice în timpul formării depozitelor care aparţin complexului vărgat inferior.

În depozitele vărgate de la Valea-Chioarului se găseşte un nivel de bentonit. Acest bentonit a fost considerat (7), (8) ca dacit-riolitic, ca un riolit vitrofiric (21), ca tuf vulcanic (38), ca un riolit vitros cu biotit, care s-a bentonitizat imediat după faza de consolidare sub influenţa unor soluţii termale hipogene (21).

E. Stoicovici şi I. Mureşan (33), (34) arată că în regiunea Căpuş o parte din materialul care constituie orizontul vărgat superior are o origine efuzivă. Ei au descris dintre aceste depozite, tufuri, tufite, bombe şi lapili în diferite stadii de alterare.

Cercetările care au fost întreprinse asupra depozitelor eluviale din baza depozitelor vărgate, studiate la vest de Gilău, împrejurimile localită-

[6] M. Chiriac, *Raport asupra regiunii Răsloci — Vama-Morii, Şomcuţa-Mare*, Arh. Com. geol., 1952.

ţiilor Stolna, Hăşdate şi Băişoara a rezultat că şi ele sînt de origine efuzivă, însă materialul efuziv a fost profund alterat şi în parte caolinizat. Depozite asemănătoare eluviale au putut fi identificate şi la nord, la Fericea şi la Valea-Chioarului. Această activitate vulcanică este strîns legată de mişcările laramice. Manifestaţiile vulcanice nu au luat sfîrşit o dată cu formarea complexului vărgat inferior; ele au continuat mai departe în eocen şi oligocen. Produse efuzive mai noi au fost identificate în orizontul calcarului grosier superior (Mera), precum şi în orizontul Mera (Mera, Cluj).

GENEZA COMPLEXULUI VĂRGAT INFERIOR

În ceea ce priveşte originea acestor depozite, în literatură întîlnim păreri destul de diferite. Iniţial, sînt considerate ca depozite continentale fluviatile, lacustre, iar acelea care sînt situate peste calcarul de apă dulce de la Rona ca formate în condiţii salmastre. Argilele roşii au luat naştere din amfibolite, pe cînd nivelele mai sărace în fier au provenit din alterarea granitului şi gnaisului.

Unii autori (35) susţin că aceste depozite au luat naştere în condiţii aride de deşert, comparîndu-le cu depozitele de alteraţie în condiţii deşertice, iar alţii (37), deşi le consideră tot depozite deşertice, însă alohtone, provenite prin transport din procesele de alterare lateritică, dezvoltate pe masivul cristalin înalt, sub un climat tropical umed. Şt. Mateescu (12), (15) susţine originea lateritică, considerîndu-le soluri argiloase, formate sub un climat tropical umed în cursul danianului şi paleocenului. Th. Joja (10) consideră depozitele de argile vărgate inferioare mai curînd ca formaţiuni de apă dulce. Gr. Răileanu şi E. Saulea (32) arată că aceste depozite sînt produse reziduale, subaeriene, care în perioada următoare au fost depuse în condiţii lacustre, în bazinul de acumulare. Niţa Vlaicu-Tătărîm (42) aminteşte că între Stolna şi Hăşdate fenomenele de lateritizare au avut loc pe seama rocilor eruptive şi pe formaţiunile cretacice. După această autoare, lateritele se formau şi pe şisturi cristaline.

După instalarea unui regim lacustru în bazinul de subsidenţă, torenţii au transportat materialul lateritic, sedimentele depunîndu-se peste solurile lateritice. Materialul grosier s-a depozitat în apropierea ţărmului, în timp ce materialul fin a fost transportat mai departe.

E. Stoicovici şi I. Mureşan (33), (34) arată că în regiunea Căpuş materialul constitutiv al complexului vărgat inferior provine din material efuziv.

În legătură cu originea acestor depozite se ridică mai multe probleme, şi anume : unde şi în ce condiţii a luat naştere materialul sedimentar ? A fost trasportat sau nu acest sediment ? În ce condiţii a fost sedimentat ?

Locul de formare a sedimentului. Luînd în considerare caracterul depozitelor, în baza complexului, în regiunea Băişoara, Stolna, Gilău, Agîrbiciu se dezvoltă depozite eluviale, formate din argile caolinoase cu pungi de limonită. Aceste depozite sînt dispuse atît peste corpurile efuzive, cît şi peste formaţiunile cretacice. Aşa cum presupune şi Niţa Vlaicu-Tătărîm, ele s-au extins, probabil, şi peste şisturile cristaline de unde au fost transportate. Acest material sedimentar poate fi considerat ca un

laterit fosil, un eluviu, care s-a format într-un climat cald și umed peste șisturile cristaline, peste rocile efuzive sau peste cele sedimentare de vîrstă cretatic superioară. În unele puncte se observă o trecere gradată de la dacite la o zonă de alterație profundă. O dată cu schimbarea bazinului de subsidență al Transilvaniei, sub acțiunea torenților și a rîurilor, a început transportul materialului lateritic împreună cu pietrișuri și nisipuri spre regiuni depresionare care erau dominate de caracterul continental-lacustru. Bancurile de conglomerate indică etape de o scufundare puternică, pe cînd cele de argile etapa finală a colmatării și a nivelării reliefului. În etapa cînd transportul a încetat și cînd viteza de scufundare a fost redusă, sedimentarea a avut loc în condițiile chimice și organogene de tipul celei a calcarelor de apă dulce. Materialul tufitic, fragmentele de roci efuzive au putut ajunge în aceste sedimente pe două căi : fie transportate de pe uscat din materialul lateritizat eluvial sau direct, fie ca rezultatul unor manifestații vulcanice, sincrone sedimentării.

Luînd în considerare caracterul petrografic al sedimentelor și procesul de sedimentare, putem afirma că ipoteza care susține formarea acestor depozite în condiții de deșert nu-și găsește o confirmare. De asemenea, este greu de admis că în regiunea Căpuș cea mai mare parte a complexului vărgat inferior s-a produs din material efuziv. Chiar și în această regiune, în mare parte, succesiunea litologică a complexului vărgat inferior a luat naștere din alterarea rocilor cristaline, produsele efuzive fiind în minoritate din punct de vedere cantitativ.

Prin faptul că există discordanță la nivelul orizontului vărgat inferior trebuie să admitem două etape în evoluția acestui complex : una care ar corespunde maastrichtian superior — paleocenului și alta lutețianului inferior.

CONSIDERAȚII TECTONICE ASUPRA COMPLEXULUI VĂRGAT INFERIOR

Complexul vărgat inferior are o poziție discordantă față de subasmentul format din șisturi cristaline sau depozite senoniene.

În regiunea Jibou — Năpradea — Valea-Chioarului, între orizontul superior al complexului vărgat inferior, împreună cu fasciesul de apă dulce, și orizontul vărgat inferior există diferențe de înclinări. La Vădurele, de exemplu, orizontul inferior al complexului vărgat cade cu 45—60° spre sud-est, pe cînd orizontul superior are o înclinare numai de 5—10°. O situație asemănătoare constatăm și la Valea-Chioarului, unde orizontul inferior are o cădere mai mare față de orizontul superior. Între depozitele care se întîlnesc în partea superioară a complexului vărgat inferior și seria marină inferioară există o trecere gradată, ceea ce arată că la finele formării depozitelor vărgate sedimentareaa a vut loc în condiții lacustre, care apoi, cu ocazia transgresiunii luteține superioare, s-a desfășurat în condiții marine.

În marea majoritate a regiunilor de dezvoltare a formațiunilor vărgate ele au o cădere redusă, între 5 și 20° spre bazin.

Într-o serie de puncte însă, ca rezultat al proceselor tectonice ulterioare, depozitele complexului vărgat inferior împreună cu formațiunile eocene mai tinere au fost dislocate. Asemenea situație există în butoniera de la Valea-Chioarului, la Ortileag (pîrîul Repausului), Hodiș (valea Peșterii), Morlaca

(pîrîul Răoasa, pîrîul Tîrşorilor). În unele cazuri, în punctele mai sus-menţionate ele sînt ridicate pînă la verticală. La Morlaca, pe valea Răoasa, ele sînt răsturnate. În majoritatea lucrărilor apărute se arată că valea Someşului la nord de Jibou, este amplasată pe un anticlinal. După M. Paucă (28) existenţa acestui anticlinal este o aparenţă înşelătoare. În realitate, aici ne găsim în prezenţa unui horst cristalin îngropat pe direcţia N—S, care reprezintă o treaptă de scufundare intermediară între horstul exondat al Ţicăului de N şi grabenul transversal al Miogradului. Profilele de la Someş-Odorhei sînt însă clare, putîndu-se constata indiscutabil cum stratele orizontului vărgat inferior prezintă înclinări spre vest, pe malul stîng al Someşului, şi spre est, pe malul drept al acestuia. Totodată, rezultatele forajului de la Someş-Odorhei nu pledează pentru un horst îngropat.

BIBLIOGRAFIE

1. Agheorghiesei V. şi Costea I., *Date asupra stratigrafiei paleogenului şi miocenului din nord-estul Transilvaniei*, Congresul V al Asociaţiei carpato-balcanice, Bucureşti, 1963, **III**, *1*.
2. Bombiţă Gh., *Contribuţii la corelarea eocenului epicontinental în R.P.R.*, Edit. Acad. R.P.R., Bucureşti, 1963.
3. Dudich E. jr. et Mészáros N., *L'Eocène en Europe Moyenne et du Sud-Est. Essai d'histoire paléogéographique et de parallélisation stratigraphique. Pré-tirage*, Colloque Paléogène, Bordeaux, 1962.
4. Dumitrescu I., *Asupra faciesurilor şi orizontării cretacicului superior şi paleogenului în Bazinul Lăpuşului (nordul Depresiunii Transilvaniei)*, Lucr. Inst. de petrol şi gaze, Bucureşti, 1957, **3**.
5. Grengg R., *Über die seifige Erde von Gaura in Siebenbürgen*, Verhandlungen der Geologischen Staatsanstalt, 1920.
6. Hauer F. u. Stache G., *Geologie Siebenbürgens*, Viena, 1863.
7. Hofmann K., Föld. Közl., 1879, **IX**.
8. — Föld. Int. Evi jelentése 1885, Budapesta, 1886.
9. Imreh I., Mészáros N. şi Ionescu G., *Galena şi blenda în calcarele de la Morlaca şi Hodiş*, Studia Univ. „Babeş-Bolyai", seria geol.-geogr., 1953, *2*.
10. Joja Th., *Observaţiuni de ordin stratigrafic în regiunea din jurul oraşului Jibou*, An. Com. geol., 1956, **XXIX**.
11. Marosi P., Maxim I. Al. şi Mészáros N., *Date noi asupra structurii geologice a Bazinului Huedin*, Studia Univ. „Babeş-Bolyai", seria geol.-geogr., 1964, *2*.
12. Mateescu Şt., *Observaţiuni geologice şi morfologice asupra depresiunii Huedinului din nord-vestul Transilvaniei*, An. Inst. geol. Rom., 1926, **XI**.
13. — *Date noi asupra structurii geologice a depresiunii Zalăului*, Rev. Muz. geol. min. al Univ. din Cluj, 1927, **2**.
14. — *Les sédiments de couleur rouge et la formation répétée des sols latéritiques dans les régions carpathiques de Roumanie*, Bull. Sci., Ecole Polytechn. de Timişoara, 1938, *1—2*.
15. — *Observaţii critice asupra stratelor daniene din N. V. Transilvaniei*, C.R. Acad. Sci. Roum., 1940, **IV**, *1*.
16. — *Observations critiques sur les roches danniennes du Nord-Ouest de la Transylvanie*, C.R. Inst. Sci. Roum., 1940, **4**.
17. Mészáros N., *Fauna de moluşte a depozitelor paleogene din nord-vestul Transilvaniei*, Edit. Acad. R.P.R., Bucureşti, 1957.
18. — *Studiul litofacial şi paleogeografic al depozitelor marine eocene medii de la vest şi sud-vest de Cluj*, Studia Univ. „Babeş-Bolyai", seria geol.-geogr., 1960, **1**.
19. Mészáros N., Prischak Chr. u. Jakab K., *Die Stratigraphie und Fauna des Eozäns des Meseş-Gebirges (Nordwest-Siebenbürgen, Rumänien)*, Geologie (Berlin), 1963, **5**.

20. Mészáros N. şi Ghiurcă V., *Paleogenul dintre Masivele Ţicău şi Preluca*, Studia Univ. „Babeş-Bolyai", seria geol.-geogr., 1965, 2.
21. Mîrza I. şi Ghergariu L., *Bentonitul de la Valea Chioarului (reg. Maramureş)*, Rev. minelor, 1963, *1*.
22. Nebert K., *Die unteren bunten Schichten und der Beginn der marinen Transgression in Siebenbürgischen Tertiärbecken*, Verh. der Geol. Bund., 1947, *4—6*.
23. Neuhof-Susku J., *Petroleum Vorkommen bei Zsibó Szilágyer Comitat Ungarischen Monat*, Industrie Zeitung, 1893, *IX*.
24. Nopcsa F., Föld. Közl. 1907.
25. Papp S., Bányaszati és kohászati lapok, 1915, **XLVIII**.
26. Paucă M., *Contribuţii la tectonica regiunii de la nord de Jibou*, Dări de seamă Inst. geol., 1964, **XLIX**, partea aII-a.
27. — *Contribuţii la cunoaşterea structurii geologice a regiunii de la NW a Ardealului*, Dări de seamă, Inst. geol., 1964, **XLIX**.
28. Pávay E., Föld. Közl., 1871, **I**, 130.
29. — Föld. Int. Evkönyve. Pest, 1871.
30. Pop Gh., *Istoria morfogenitică a vechiei suprafeţe de eroziune „Fărcaş" din Munţii Gilăului (M. Apuseni)*, Studia Univ. „Babeş-Bolyai", seria geol.-geogr., 1962, 1.
31. Pop Gh., *Importance of the periodically wet tropical paleoclimates in the genesis of some levelled surfaces in the Apuseni Mountains*, Rev. roum. de Géol. Géophys. et Géogr., Série de Géographie, 1964, **8**.
32. Răileanu Gr. şi Saulea E., *Paleogenul din regiunea Cluj şi Jibou (NW Bazinul Transilvaniei)*, An. Com. geol., 1956, **XXIX**.
33. Stoicovici E. şi Mureşan I., *Studiul zăcămîntului de limonit oolitic şi de glauconit din formaţiunile eocene ale Bazinului Transilvaniei (I)*, Studia Univ. „Babeş-Bolyai", seria geol.-geogr., 1964, *1*.
34. — *Studiul zăcămîntului de limonit oolitic şi de glauconit din formaţiunile eocene din bazinul Transilvaniei (II)*, Studia Univ. „Babeş-Bolyai", seria geol.-geogr., 1964, *2*.
35. Szádeczky J., *Über die kontinentale Entstehung des auf den Kalotaszeger und Kapuser (nordöstlichen) Teil des Gyaluer kristallinen Massivs gelagerten „unter bunten Ton"*, Muzeumi Füzetek. Ásványtani értesítö. Kolozsvár, 1918.
36. Szádeczky K. E., Föld. Közl., 1925, **LV**.
37. — Föld. Közl., 1927, **LVI**, 1—12.
38. Szentes F., A Magy. All. Föld. Int. Évi. jelentése 1943, 1950, **II**.
39. Telegdy-Roth I., Szilágymegyében Földt. Int. Evkönyve Budapesta, 1895, **12**.
40. Telegdy-Roth O., Föld. Közl., 1900, **30**.
41. — Föld. Közl., 1907, **37**.
42. Vlaicu-Tătărîm Niţa, *Stratigrafia eocenului din regiunea de la sud-est de Cluj*, Edit. Acad. R.P.R., Bucureşti, 1963.
43. Voiteşti I. P., *Evoluţia geologico-paleogeografică a Pămîntului Românesc*, Rev. Muz. geol. min., 1936, **V**, *2*.

Institutul geologic al Comitetului de Stat al Geologiei şi Universitatea „Babeş-Bolyai", Facultatea de ştiinţe naturale şi geografie.

Primită în redacţie la 10 mai 1966.

AFINITĂȚI PANONICE ȘI EUXINICE ALE NEOGENULUI SUPERIOR DIN BAZINUL DACIC

DE

A. G. EBERSIN, I. C. MOTAȘ, N. MACAROVICI și FL. MARINESCU

55(05)

Compoziția mixtă a asociațiilor de cardiide și dreisenide din faunele neogenului superior al Bazinului Dacic permite corelarea cu depozitele echivalente din bazinele adiacente.

Precizarea paralelizărilor unor subdiviziuni tipice (novorossian, portaferrian, bosphorian, dacian, kimmerian etc.) este făcută în paralel cu istoria evoluției grupelor respective și aceea a paleogeografiei bazinelor. Se discută în aceeași lumină problema limitelor pliocenului.

Regiune intermediară între Bazinul Panonic și cel Euxinic, Bazinul Dacic a suscitat un interes particular încă de pe vremea cînd au fost stabilite subdiviziunile stratigrafice ale neogenului superior din regiunea Paratethys (sarmațian, meoțian, ponțian, dacian, kimmerian etc.). Precizarea și detalierea acestora s-a continuat ulterior tot în strînsă conexiune cu paralelizarea miocenului superior și a pliocenului din domeniile panonic și ponto-caspic (45).

Începînd cu sfîrșitul miocenului mediu, formarea faunelor neozoice superioare din Bazinul Dacic s-a petrecut sub influența factorilor de prohoreză (popularea repetată cu elemente din bazinele învecinate).

Migrațiunile și populările cu moluște, care au avut loc în diferite etape, au dus la constituirea de asociații mixte. Analiza componenței generice și subgenerice a cardiidelor și dreisenidelor permite separarea unor grupe de diferite origini, rezultate inițial prin izolare (anahoreză) în limitele unui anumit bazin și apoi indigenate în bazinele învecinate. Astfel, formele endemice primare, euxinice sau panonice, stau la originea celor dacice, care la rîndul lor pot deveni migrante. Schimbul reciproc de faune a complicat foarte mult tabloul repartiției geografice a reprezentanților diferitelor

St. și cerc. geol, geofiz. geogr. Seria geologie t. 11 nr. 2 p. 463–481 București 1966

genuri, subgenuri sau specii. Tabloul dezvoltării moluştelor salmastre în bazine izolate se poate clarifica, dacă studiul taxonomic şi filogenetic se face în corelaţie cu dezvoltarea istorică a bazinelor, ţinînd seama de momentele de comunicare sau de izolare a acestora (9), (13).

Evoluţia biogeografică face ca repartiţia verticală a fosilelor considerate să nu fie exact aceeaşi în toate cele trei bazine (tabelul nr. 2).

Urmărind apariţia, dezvoltarea şi răspîndirea lor în fiecare din bazine (funcţie de ecologie, etiologie etc.) în corelaţie cu legăturile filogenetice dintre diferitele ramuri, au putut fi întrevăzute migraţiunile acestor forme. Marea lor extensiune areală, în anumite epoci, poate preciza legăturile dintre bazine şi unele detalii de paralelizare a depozitelor respective (8), (9), (17), (18), (22).

Mai ales acest aspect paleogeografic al evoluţiei vrem să-l subliniem în nota de faţă. Succesiunea schimbărilor de habitat prin care liniile filetice s-au răspîndit, plecînd de la centrele lor de origine, face să fie înţeleasă geneza faunelor şi florelor.

Aspectul dinamic al dispersiunii geografice constituie evoluţia biogeografică (25). Ea este un corolar al evoluţiei organice, un aspect particular al evoluţiei generale, dirijată de schimbările condiţiilor de existenţă, în decursul perioadelor geologice, constituind geonemia grupului (5), (16), (20). Dispersiunea liniilor filetice în trecut se explică prin paleogeografie. Datele care rezultă din istoria evoluţiei ramurilor filetice, împreună cu cele pe care le dă stratigrafia stau la baza reconstituirilor paleobiogeografice (25).

În faunele de moluşte salmastre ale neogenului superior din Europa Orientală, o deosebită importanţă stratigrafică o au grupele de cardiide şi de dreisenide.

Ele sînt răspîndite aproape exclusiv pe teritoriul Eurasiei, fiind cunoscute începînd cu paleogenul superior. O dată cu sfîrşitul paleogenului, pe teritoriul Eurasiei s-au format bazine salmastre (lacuri-mări), care au existat un timp mai mult sau mai puţin îndelungat şi care uneori comunicau între ele.

În bazine de tipul Caspicei, Aralului şi Azovului de astăzi au putut supravieţui organisme euribiontice care, în condiţii de izolare şi de concurenţă redusă, s-au diversificat. Autohtonilor adaptaţi li se adăugau imigranţi din bazinele învecinate, asemănătoare ca mediu.

Din aceştia luau naştere noi ramuri. Prin comunicarea ulterioară între bazine se adăugau imigranţi noi. Această împletire complicată îngreuiază clarificarea legăturilor filogenetice între specii şi grupe.

Dreisenidele sînt cunoscute numai în neozoic. Cu sistematica şi filogenia lor, precum şi cu repartiţia stratigrafică s-a ocupat mai ales N. Andrusov şi ulterior A. Papp, P. M. Stevanović.

Genul *Congeria*, cunoscut din oligocen pînă în neogen, este considerat de mulţi autori ca un element salmastru (3). Genul *Dreissena*, pliocen şi actual, trăieşte şi în ape dulci. Genul *Dreissenomya*, cu poziţie sistematică incertă — unii autori (50) îl apropie de *Najadidae* —, este salmastru şi de apă dulce. Arealul de diversificare şi de diramaţie principal al congeriilor neogene din Europa este socotit Bazinul Panonic.

Între *Cardiaceae*, cardiidele sînt cunoscute din triasic pînă în cuaternar. Din subfamilia *Cardiinae*, subgenul *Cerastoderma* (triasic-actual) trăieşte şi în bazine închise, salmastre.

Unii reprezentanți ai subgenului *Cerastoderma* pot trăi și în ape supraconcentrate.

Se socotește că din cerastoderme au provenit cardiidele de apă salmastră — *Limnocardiidae* — cunoscute încă din oligocen, dar care au importanță stratigrafică pentru neogen și mai ales pentru pliocen. Reprezentanții actuali de limnocardiide trăiesc în Caspica, Aral și limanurile Mării Negre. Reprezentanții neogeni se cunosc în Bazinele Panonic, Dacic și Ponto-Caspic. În pliocenul Bazinului Ponto-Caspic se cunosc cel puțin 400 de specii, aparținînd la diferite grupe de genuri și subgenuri. Pe baza lor s-au putut stabili pînă la 20 de zone biostratigrafice. Aceastea permit corelări cu etajele și orizonturile pliocenului din Bazinele Dacic și Panonic, precum și cu unele puncte mai izolate din regiunea mediteraneană, unde se găsesc depozite salmastre (19), (20), (21), (22).

Cu problemele de evoluție, paleoecologie și filogenie a cardiidelor salmastre s-a ocupat N. Andrusov, V.P. Kolesnikov, L. S. Davitașvili, S. Gillet, A.G. Ebersin etc.

Toți reprezentanții cardiidelor salmastre cunoscuți din pliocenul și miocenul ponto-caspic și din Asia Mică se grupează în 5 subfamilii : *Limnocardiinae* Stoliczka, 1871 ; *Didacninae* Ebersin, 1962 ; *Paradacninae* Ebersin, 1964 ; *Adacninae* Vest, 1875 ; *Pseudocarditinae* Ebersin, 1964. Originea, paleoecologia, etiologia și filogenia reprezentanților acestor subfamilii au fost discutate amplu în ultima vreme de A. G. Ebersin (7), (8), (9), (13), (14), abordînd și problema migrațiunilor. Raporturile filogenetice între diferite grupe nu sînt încă studiate complet și în mod egal, dar ele pot fi redate schematic și sînt ceva mai clare pentru *Limnocardiinae* și *Didacninae* (fig. 1).

Reiese, pe lîngă originea complexă și neuniformă, asincronitatea apariției și duratei existenței grupelor, în diferitele bazine, volumul diferit al acestor grupe etc.

Se consideră ca origine a limnocardiinelor genul *Eoprosodacna*, din stratele cu *Oncophora* (helvețian) din R. S. S. Gruzină. Se presupune că eoprosodacnele au provenit din cerastoderme și au constituit strămoșii prosodacnelor și limnocardiilor de mai tîrziu.

Cardiidele din sarmațin constituie numai parțial originea unor strămoși ai limnocardiidelor din ponțian, însă trebuie făcută observația, că genurile și subgenurile din ponțianul domeniului ponto-caspic nu sînt forme moștenite din meoțianul din același domeniu, ci sînt imigranți din bazine învecinate. Unii provin din Bazinul Egeic, alții provin din Bazinul Panonic, trecînd prin Bazinul Dacic ; unii provin din endemisme dacice, atunci cînd bazinul respectiv se izolase de cel panonic, dar mai avea legături cu Bazinul Euxinic etc.

Cel mai distinct exprimate au fost următoarele migrațiuni : 1) egeică (între meoțian și ponțian) ; 2) panonică sau geto-panonică (în timpul ponțianului inferior) ; 3) portaferrică (în ponțianul mediu = partea superioară a ponțianului *s. str.*) ; 4) geto-dacică (probabil între ponțian și kimmerian) și 5) dacică (între kimmerian și kuialnikian) (fig. 2—5).

La imigrarea egeică au pătruns în domeniul ponto-caspic *Pseudocatillus* și *Prosodacna*. Din cel din urmă se separă *Prosodacnomya*, *Prosochiasta* și *Metadacna*. Migrațiunea panonică aduce *Paradacna*, *Pontalmyra*, *Chartoconcha*, *Plagiodacna*, forme primitive de *Tauricardium*, *Euxinicardium*.

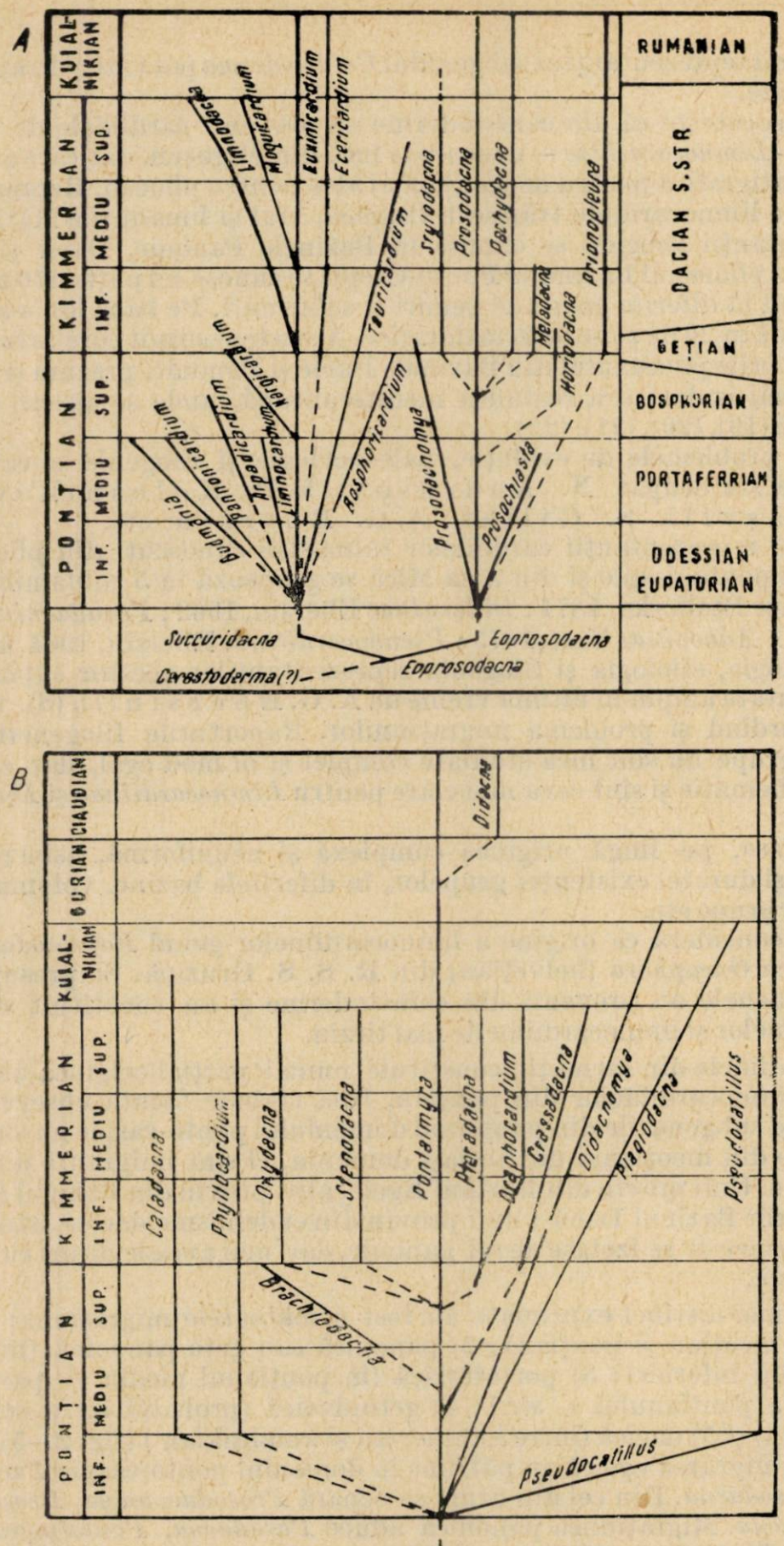


Fig. 1. — Schema filogeniei limnocardiinelor (*A*) și didacninelor (*B*).

La limita ponțian inferior — ponțian mediu, Caspia se separă de Euxinia (comunicări de scurtă durată se reiau în pliocenul terminal și în pleistocen).

Migrațiunea portaferrică aduce în Euxinia *Arpadicardium*, *Caladacna*, *Phyllocardium*, forme evoluate de *Tauricardium*. Poate că în aceeași epocă au pătruns și strămoși răzleți de *Arcicardium*, *Bosphoricardium*, *Prionopleura și Pachydacna* dar subgenurile ca atare apar în Euxinia și mai tîrziu. Reprezentanții tuturor acestora, împreună cu *Limnodacna*, *Crassadacna* și *Ecericardium* își fac însă apariția ceva mai de timpuriu în Bazinul Dacic (tabelul nr. 2).

Din acești imigranți s-au format și s-au dezvoltat endemismele euxinice, cum sînt cele din kimmerian : *Stenodacna*, *Oxydacna*, *Oraphocardium* ș. a. În Caspia, în bosphorian apar de asemenea endemisme ca *Nargicardium* și *Brachiodacna*. Tot aici își fac apariția în akciagîlian *Avicardium*, iar în apșeronian *Adacna*, *Hypanis*, *Caspicardium* etc. dintre *Adacninae*. Strămoșii acestor cardiide caspice sînt cerastodermele. Formele caspice menționate persistă în pleistocen și ulterior. Tot către finele pliocenului și în pleistocen se separă dintre *Didacninae*, în Bazinul Euxinic, *Didacna* (*s. str.*) ; aceasta a trecut și în Caspia și de asemenea în Egeea.

Aceste elemente de origine caspică, împreună cu didacnele au avut o largă răspîndire în cuaternarul Bazinului Euxinic, ajungînd și în Bazinul Dacic (în Depresiunea Moldo-Basarabeană și în Depresiunea Valahă) ; ele persistă și astăzi în limanurile Bazinului Nord-Euxinic.

Repartiția verticală în Bazinul Dacic a cardiidelor și dreisenidelor cu valoare de indicatori bicronologici este arătată în tabelul nr. 1 care se referă la succesiunea depozitelor dintre nivelul cu *Venus konkensis* și cel cu *Potomida sturi*. Chestiunea terminologiei și a corelării unităților stratigrafice a fost deja discutată într-o notă anterioară (45) ; vom reveni doar cu unele precizări suplimentare.

Afinitățile euxinice ale Bazinului Dacic sînt bine cunoscute pentru faciesurile cu *Mactra* ale sarmațianului și cel cu *Dosinia* ale meoțianului.

Sarmațianul inferior este comun pentru domeniul panonic și cel ponto-caspic și este caracterizat prin aceleași specii de cardiide. Ele provin evident din tipuri tortoniene și vor sta la baza unor ramuri de limnocardiide pliocene. Într-adevăr, în depozitele de la partea superioară a tortonianului se găsesc, atît în domeniul ponto-caspic, cît și în cel panonic, *Cardium praeplicatum* împreună cu *Ervilia*, *Mactra*, *Abra* și *Congeria sandbergeri*.

Cardium praeplicatum ar sta la originea lui *C. plicatum*, *C. fittoni* și *C. gracile* din sarmațian. Din grupa *gracile* s-ar putea să fi derivat unele genuri de *Didacninae*, cum sînt *Phyllocardium* [1], precum și unele *Paradacninae*, cum sînt *Paradacna* și *Chartoconcha* (?). Grupul lui *C. lithopodolicum* de asemenea cu strămoși direcți în tortonian, a putut să dea forme din care să derive *Plagiodacna* (cum ar fi *C. praefischerianum*).

Vom mai adăuga că din grupa lui *C. praeplicatum* par să fi derivat și strămoșii genului *Pachydacna*. Grupele sarmațiene sînt încă apropiate de *Cerastoderma edule* ; S. Gillet (17) le atașează genului *Limnocardium* Stoliczka, ceea ce poate ar mai trebui verificat prin cercetări de detaliu mai aprofundate, care să elucideze legăturile filogenetice între acestea și tipurile pliocene aparținînd genului stabilit de Stoliczka.

[1] Apărut încă în sarmațian.

TABELUL NR. 1

SUCCESIUNEA SCHEMATICĂ A NEOZOICULUI SUPERIOR DIN BAZINUL DACIC (ROMÂNIA)

	LEVANTIN în ROMÂNIA	Superior	nivel cu Potomida sturi strate de Frăteşti strate de Cindeşti
RUMANUM		inferior (RUMANIAN)	strate cu unionizi sculptaţi strate cu Pyrgula eugeniae strate cu Viviparus bifarcinatus
DACIUM	DACIAN (TEISSEYRE)	KIMMERIAN (DACIAN S.STR.)	strate cu Psilodon Prosodacna (ex gr. neumayri, zamphiri), P. sturi Cob., Stylodacna heberti etc
		GEŢIAN	strate cu Pachydacna şi Parapachydacna (?): Prosodacna ex gr. longiuscula, P. haueri, P. munieri, P. ex gr. orientalis, Stylodacna haberti, Limnodacna, Pachydacna, Ecericardium, Pseudocatillus Tauricardium, Phyllocardium, Prosodacna sturi Cob. etc
		BOSPHORIAN	strate cu Pontalmyra, Prosodacnomya Stenopleura şi Horiodacna strate cu Phyllocardium planum planum, Tauricardium, Bosphoricardium, Prosodacna (ex gr. fischeri, longiuscula) şi Parapachydacna ?, Paradacna
PONTIUM	NOVOROSSIAN (ANDRUSOV) PONŢIAN S STR.	PORTAFERRIAN	strate cu Congeria rhomboidea rhomboidea Congeria marcovici, C. turgida, C. subcarinata botenica, C. digitifera, Tauricardium, Euxinicardium, Paradacna, Arpardicardium, Bosphoricardium, Charioconcha, Caladacna, Prosodacna (ex gr. orientalis, rumana, sturi), Pseudocatillus
		ODESSIAN cu oriz. EUPATORIAN în bază	strate cu Congeria rhomboidea rumana Congeria zagrabiensis, C. subcarinata, C. digitifera, Limnocardium zagrabiense, Chartoconcha, Euxinicardium, Prosodacna ex gr. litoralis, Prosodacnomya rostrata Pseudocatillus, Paradacna etc.
PANNONIUM	PANONIAN S. STR.	MEOŢIAN	strate cu Congeria ex gr. novorossica şi ex gr. panticapaea nivel cu Leptanodonta, Unio, Viviparus etc. strate cu Dosinia şi congerii de tip panonic strate cu Helix
		KERSONIAN	strate cu Mactra caspia, M. orbiculata, M. bulgarica, M. supernaviculata etc.
		BESSARABIAN	strate cu congerii de tip panonic strate cu Cardium fittoni
SARMATIUM	SARMAŢIAN (SUESS)		strate cu C. barboti, C. plicatofittoni şi Cryptomactra
		VOLHYNIAN BUGLOVIAN	Cardium plicatum Cardium transcarpaticum Cardium lithopodolicum
TORTONIAN			strate cu Venus konkensis

Bazinul Panonic se izolează de domeniul ponto-caspic după depunerea stratelor cu *Cardium barboti*, *C. plicatofittoni* și *Cryptomactra*.

În Bazinul Panonic, condițiile mediului duc la o sărăcire a faunei și în același timp, în lipsă de concurenți, se dezvoltă congeriile.

Tot aici, în decursul panonianului, se separă ramurile principalelor tipuri de cardiacee, care se vor răspîndi și diversifica în domeniul ponto-caspic începînd cu ponțianul.

Cardiile de tip sarmatic se continuă în Bazinul Dacic și cel Euxinic în bessarabianul superior, cînd are loc ultima lor înflorire și regresează puternic în kersonian. Rarii reprezentanți din kersonianul Bazinului Euxinic nu se cunosc în Bazinul Dacic. Aceștia nu par să fi dat urmași în meoțian. Speciile *Cardium mithridatis* și *C. maeoticum* din meoțianul euxinic, împreună cu un *Cardium* sp. din Bazinul Dacic (găsit deasupra stratelor cu *Dosinia* din Depresiunea Getică) par să provină din cerastoderme, imigrate în Bazinul Euxinic împreună cu dosiniile, sau din forme primitive răzlețe care au persistat din faunele volhynianului.

După izolarea Bazinului Panonic, doar cîteva comunicații restrînse, și de scurtă durată au loc în perioada dintre depunerea stratelor cu *Cryptomactra* și meoțianul superior. O asemenea influență panonică se face resimțită la cele două extremități ale Bazinului Dacic, în bessarabian (fig. 2). Stratele cu congerii de tip panonic (tabelul nr. 1) se cunosc de mai demult în extremitatea orientală și interesează o întreagă zonă de trecere către Bazinul Nord-Euxinic (Bazinul Comăneștilor și Depresiunea Moldo-Basarabeană); cele din extremitatea occidentală (Depresiunea Getică : Oltenia — România și regiunea Lom — Bulgaria) au fost puse în evidență mai de curînd. Congeriile din grupele *ornithopsis*, *neumayri*, precum și unele forme locale de afinitate panonică, permit paralelizarea cu zonele A și B ale panonianului din Bazinul Vienei, precum și cu stratele cu *C. ornithopsis* din panonianul Slavoniei.

Trebuie deci avute în vedere două căi de comunicație, în epoca respectivă, între Bazinul Dacic și domeniul panonic : strîmtoarea Porților-de-Fier (comunicare cu partea de SE a Bazinului Panonic) și Bazinul Comăneștilor (comunicare posibilă cu Bazinul Transilvan).

Meoțianul conține către bază un alt nivel cu congerii de tip panonic (grupele *soceni* și *ramphophora*), care sînt cunoscute din zonele C și D ale Bazinului Vienei și din panonianul din România (Soceni, Banat etc.). Aceste tipuri de *Congeria* se cunosc la același nivel (asociat stratelor cu *Dosinia*) în Depresiunea Getică (Oltenia—România și regiunea Lom—Bulgaria), precum și în Depresiunea Valahă (Muntenia centrală și orientală). Partea superioară a meoțianului este caracterizată prin congerii de talie mică din grupele *novorossica* (*C. novorossica navicula*, *C. novorossica oblonga* Kojum etc.) și *panticapaea* (*C. panticapaea panticapaea*, *C. panticapaea tournoueri*). Acestea nu sînt cunoscute în Bazinul Panonic (comunicații întrerupte în timpul meoțianului superior).

În partea superioară a meoțianului (nivelul cu „*Letpanodonta*") se găsește *Dreissenomya*. Genul nu este cunoscut în ponțianul inferior, iar speciile din ponțianul mediu sînt deja forme evoluate.

Presupunem că arealul de origine ar putea fi Bazinul Dacic, deoarece am găsit forme de *Dreissenomya* (?) în kersonian (partea orientală a Bazinului Dacic, în regiunea Vrancea, la partea inferioară a stratelor de Milcov).

Vom mai sublinia că ansamblul bessarabian terminal (?) — kersonian — meoţian din partea occidentală a Bazinului Dacic (Depresiunea Getică) prezintă un facies panonic marcat. Este vorba de argilele cu *Radix*.

Dacă în zonele marginale din regiunea Lom (R. P. Bulgaria)[2] şi din Serbia orientală acestea reprezintă numai meoţianul, în unele zone din Oltenia argilele cu *Radix* ar putea cuprinde întregul interval de deasupra stratelor cu *Cryptomactra* şi pînă la partea superioară a meoţianului.

În partea orientală a Bazinului Dacic (Muntenia orientală, Bazinul Comăneştilor şi Depresiunea Moldo-Basarabeană) se dezvoltă un facies deltaic-fluviatil (strate cu *Helix* şi strate de Milcov) (2), (26), (27), (28), (37), (41), (44), (45), care de asemenea reprezintă intervalul kersonian — meoţian şi care cuprinde nivele cu faune pikermiene cu *Hipparion*.

Un nivel se găseşte la baza kersonianului (Păun — Iaşi, Reghiu şi Bazinul Comăneştilor — România, comparabil cu cel de la Sevastopol —U.R.S.S, din Bazinul Nord-Euxinic). Un al doilea nivel se găseşte la partea superioară a meoţianului (Plopana, Zorleni, Giurcani — România, Ţaraklia, Cimişlia — U.R.S.S.). Acesta din urmă se situează în Moldova, deasupra stratelor cu *Congeria panticapaea tournoueri* şi *C. novorossica navicula* de la Barna (45).

Schimbările paleogeografice importante din ponţian prilejuiesc o reînnoire a compoziţiei asociaţiilor de moluşte. Apar acum *Limnocardiinae*, *Didacninae* şi *Paradacninae*, provenite din strămoşi panonici, precum şi unele *Limnocardiinae* din est, venite în Bazinul Euxinic cu migraţiune egeică.

Ponţianul inferior (odessian) conţine ultimii reprezentanţi ai congeriilor de talie mică din meoţian (*C. novorossica novorossica*), precum şi un amestec de migranţi panonici (*Congeria zagrabiensis*, *C. rhomboidea rumana*, *C. digitifera*, *Limnocardium zagrabiense*, *Paradacna*, *Chartoconcha* etc.) şi de elemente euxinice (*Prosodacna* ex gr. *littoralis*, *Prosodacnomya*, *Euxinicardium* (?) etc.).

Congeria rhomboidea rumana este un vicariant al *C. praerhomboidea*. *C. zagrabiensis*, care este considerată originea grupului *rhomboidea*, este comună pentru Bazinul Panonic şi cel Dacic. *Congeria digitifera* se găseşte de asemenea şi în stratele de Odesa din Bazinul Nord-Euxinic. Ponţianul inferior este corelabil de la partea de SE a Bazinului Panonic şi pînă în Bazinul Euxinic. Pentru Bazinul Dacic credem că stratele de trecere de la meoţian la ponţian, nivelul cu *Congeria novorossica* situat imediat sub primul strat cu *Paradacna* şi *Prosodacna*, ar putea fi un echivalent al orizontului de Eupatoria.

Am socotit de aceea că termenul odessian ar conveni mai bine pentru ansamblu, orizont eupatorian şi strate de Odesa, cu echivalentele lor dacice şi panonice, termenul novorossian, utilizat de P. M. Stevanović, putînd preta la confuzii cu novorossianul (N. Andrusov) (22) (45).

Odessianul (partea inferioară a ponţianului *s. str.*) reprezintă epoca de maximă extindere a mării-lac pontice, şi cu o largă migrare a faunei. Elemente ale faunei de „Odesa" au cîştigat o mare extensiune areală, ajungînd în V pînă pe marginile Peninsulei Iberice, iar în E pînă la Marea Aral.

[2] Adresăm cele mai vii mulţumiri colegilor noştri de la Sofia, M. Stanceva, E. Kojumdgieva, St. Stoikov şi N. Popov, pentru informaţiile inedite pe care ni le-au comunicat în 1964 (I. C. Motaş).

Portaferrianul (partea superioară a ponţianului *s. str.*) este caracterizat prin *Congeria rhomboidea rhomboidea* însoţită de *C. marcovici*, *C. turgida*, precum şi *Tauricardium*, *Arpadicardium*, *Bosphoricardium*, *Pyhllocardium*, *Parvidacna*, *Crassadacna*, forme primitive de *Pachydacna*, precum şi *Arcicardium*. O formă de *Arcicardium*, diferită de *A. primigenium* a fost găsită în Oltenia. Originea panoniană a subgenului este confirmată de descoperirea sa în Bazinul Transilvan (recoltat de D. şi F. Istocescu în regiunea Oradea).

Genul *Chartoconcha* (apărut în Bazinul Dacic la partea superioară a odessianului) dă în portaferrian specii şi varietăţi locale, uneori de talie mare, *Chartoconcha gigantea* (Wenz), *Ch. rumana* (Wenz) etc.

O specie de *Chartoconcha* a fost găsită de S. Gillet în fauna de la Rădmăneşti (domeniul panonic din România). S. Gillet consideră această faună ca o asociaţie de trecere între ponţianul inferior şi portaferrian.

Prosodacnele derivate din grupul *littoralis* prezintă numeroase forme locale ; unele din acestea ar putea fi originea unor specii din Bazinul Panonic. Către partea terminală a portaferrianului se găsesc forme de tranziţie între *P. plicato-littoralis* şi *P. fischeri*.

Portaferrianul este epoca unei importante migraţiuni şi schimb de faune, care interesează larg şi Bazinul Euxinic (strate cu *Congeria subrhomboidea*) ; este o unitate stratigrafică de acelaşi rang cu odessianul. Ca şi în Bazinul Panonic, congeriile tind să dispară din Bazinul Dacic după portaferrian.

Bosphorianul din Bazinul Dacic corespunde cu cel din Bazinul Euxinic. Această subdiviziune este caracterizată prin răspîndirea maximă a lui *Phyollocardium*, *Tauricardium*, *Bosphoricardium* şi *Pontalmyra*, care continuă fauna din portaferrian împreună cu ultimii reprezentanţi ai lui *Arpadicardium*, *Dreissenomya* şi *Chartoconcha*. Trebuie însă notată apariţia genurilor *Stylodacna* şi *Horiodacna*[3].

Geţianul (strate cu *Pachydacna*) este caracterizat prin dezvoltarea grupelor *Pachydacna* şi *Stylodacna*, alături de forme evoluate de *Tauricardium*. Notăm apariţia lui *Ecericardium* şi *Limnodacna*.

Printre prosodacne se remarcă grupele *P. longiuscula*, *munieri*, *orientalis*, *rumana*, primii reprezentanţi de *P. haueri*, precum şi *Prosodacna sturi* (Cob.) [4]. Într-o notă anterioară (45) desemnasem ca geţian atît stratele cu *Phyllocardium*, cît şi stratele cu *Pachydacna*. Restrîngem geţianul numai la acestea din urmă şi îl considerăm ca o unitate probabil intercalată între bosphorian şi dacian *s. str.* (kimmerian).

Dacianul *s. str.* este reprezentat prin stratele cu *Psilodon s. str* (45), caracterizate prin prosodacnele mari din grupele *haeuri*, *neumayri*, *zamphiri*, însoţite de *P. strui* Cob.

Dacianul *s. str.* este cantonat la partea de E a Bazinului Dacic (Depresiunea Valahă) şi pare să lipsească în partea de V (Depresiunea Getică), precum şi în Depresiunea Moldo-Basarabeană. Cea mai mare parte a dacianului *s. str.* pare să corespundă cu kimmerianul. Partea terminală a

---

[3] А. Г. Эберзин и В. Н. Семененко, *О присутствии Horiodacna Rumana в среднем плиоцене Приазовья*, Палеон. журн., 1966, *2*.

[4] Formele de *Prosodacna sturi* menţionate şi figurate de W. Wenz din ponţianul inferior nu sînt tipul lui Gr. Cobălcescu. O parte sînt *Prosodacnomya* ex gr. *rostrata*, altele sînt *P. sturi* Sabba (non Cob.).

dacianului şi o mare parte a levantinului inferior (rumanian din România) pot fi paralelizate cu kuialnikianul. Din rumanianul Munteniei orientale se cunosc încă mai de mult unele cardiide, deocamdată încă insuficient studiate. „Levantinul superior" (strate de Cîndeşti, strate de Frăteşti şi un orizont cu *Potomida sturi*) poate fi echivalent cu poratianul din Depresiunea Moldo-Basarabeană şi cu tamanianul şi gurianul din Bazinul Euxinic.

Kimmerianul continental din Depresiunea Moldo-Basarabeană, ca şi rumanianul conţin faune de vertebrate de tip Roussillon. Cea de la Măluşteni (România) este comparabilă cu cea de Perrier (?).

Levantinul superior conţine de asemenea faune de mamifere. Cea de la Tulucești este de tip villafranchian ; fauna nivelului inferior de la Bugiuleşti este de tip Senèze, Val d'Arno superior şi Haprov.

Fauna nivelului superior de la Bugiuleşti este echivalentă cu cele de Mosbach, Süssenbron, Cromer Forest şi a complexului de Tiraspol.

Rezumînd geonemia (horologia) cardiidelor salmastre şi a dreisenidelor se pot sublinia cele ce urmează.

Apărute sporadic încă din oligocen, ele devin mai frecvente în asociaţiile salmastre din complexele de trecere de la oligocen la miocen (stratele cu *Cyrena* din molasa prealpină, Bazinul Panonic, Bazinul Transilvan, Caucaz etc.). Perioada aceasta coincide şi pentru domeniile panonic şi ponto-caspic, cu o evoluţie tectonică şi paleogeografică (ciclul mişcărilor savice şi styrice), cînd se delimitează arii exondate şi importante arii cu acumulări de molase fluvio-deltaice sau salmastre (uneori cu cărbuni), depozite saline etc. Un episod marin normal se plasează în burdigalian, un altul în tortonianul inferior şi mediu. *Congeria* este prezentă în asociaţiile de moluşte salmastre încă de la începutul acestei perioade (complexele cu cărbuni şi resturi de mamifere — *Anthracotherium*, *Indricotherium* etc.) ; către finele acestei perioade, la trecerea dintre miocenul inferior şi mediu (stratele cu *Oncophora*) apar *Eoprosodacna* şi *Succuridacna*, strămoşii celor două ramuri de *Limnocardiinae* (fig. 1), iar în tortonianul superior apar precursorii limnocardiidelor sarmaţiene.

Către finele tortonianului începe perioada nouă de evoluţie a Paratethysului, cu larga extindere a faciesului salmastru şi larg amestec de faune în volhynian şi apoi tendinţa de izolare a bazinelor şi îndulcirea progresivă a apelor. În prima jumătate a acestei perioade (de la stratele cu *Venus konkensis* la stratele cu *Cardium fittoni*) se dezvoltă limnocardiide încă apropiate de *Cerastoderma edule*, care dispar o dată cu kersonianul şi meoţianul (a se vedea mai sus).

După volhynian apar în bazine izolate de domeniul ponto-caspic principalele ramuri de *Limnocardiinae*, *Didacninae* şi *Paradacninae*, care se vor răspîndi şi amesteca în ponţianul inferior. Majoritatea îşi fac apariţia în Bazinul Panonic, în depozite echivalente kersonianului terminal şi meoţianului, cînd are loc şi un maximum de diversificare a congeriilor. În ponţianul *s. str.* (novorossian, A n d r u s o v) are loc ultima răspîndire a congeriilor mari (grupul *rhomboidea*).

Congeriile încep să fie treptat înlocuite de dreisene chiar de la începutul ponţianului. Din portaferrian încep să se separe în limitele Bazinelor Dacic şi Euxinic, ultimele ramuri de *Limnocardiinae* şi *Didacninae*, care apar în bosphorian şi geţian şi prezintă un maximum de specializare în dacian *s.str.* — kimmerian. Numai cîteva forme trec în kuialnikian

(fig. 1 și tabelul nr. 2); numai două didacnine ajung în pleistocen și supraviețuiesc astăzi. În ansamblu limnodacniinele și didacninele se sting în pliocen și sînt reluate de adacninele caspice, începînd cu akciagîlianul (a se vedea mai sus).

În schițele paleogeografice (fig. 2—5) am grupat pachete de depozite corelabile din Bazinele Panonic, Dacic și Euxinic, pentru a sublinia evoluția legăturilor dintre bazine și principalele paliere evolutive ale grupelor de fosile discutate mai sus.

În figura 2 se arată epoca de la stratele cu *Cardium fittoni* pînă la baza stratelor cu *Dosinia*, care reprezintă palierul înfloririi finale și stingerii cardiidelor sarmatice (aici se plasează și hiparionii primitivi de la Păun — Iași, Reghiu — România și Sevastopol — U.R.S.S.).

În figura 3 se arată epoca de la stratele cu *Dosinia* pînă la prima jumătate a stratelor cu *Congeria* ex gr. *rhomboidea*, care reprezintă palierul apariției și maximului de răspîndire a primelor limnocardiide pliocene (este și epoca faunelor cu hiparioni de la Plopana, Giurcani — România, Taraklia, Cimișlia — U.R.S.S.).

Figura 4 reprezintă epoca care începe cu stratele cu *Congeria rhomboidea rhomboidea* și se încheie cu stratele cu *Pachydacna*, adică al doilea palier de apariție și răspîndire a limnocardiidelor pliocene și care coincide cu începutul exondării Bazinului Panonic.

În figura 5 este reprezentată epoca care începe cu depunerea stratelor cu *Prosodacna* mari și se încheie cu stratele de kuialnik. Reprezintă palierul ultimei specializări și regresului limnocardiidelor pliocene din Bazinele Dacic și Euxinic, și care coincide cu începutul exondării Bazinului Dacic (este epoca faunelor de tip Roussillon).

Prima epocă coincide cu fazele de mișcări attice, epoca a doua cu fazele rhodanică și slavonică, epoca a treia cu fazele slavonică (?) și est-caucaziană, iar epoca a patra cu fazele postdaciană (rumană) și valahă (69).

Succesiunea de depozite din Bazinul Dacic, care începe cu stratele cu *Congeria rhomboidea* și se încheie cu nivelul cu *Potomida sturi*, prezintă numeroase intercalații, uneori puternic dezvoltate, de complexe de apă dulce cu unionide, melanopside și vivipare de afinitate panonică sau tracică și lucrul acesta a fost subliniat încă de mult și utilizat pentru paralelizările cu Bazinul Panonic, în special (I. Porumbaru, S. Ștefănescu, W. Teisseyre, S. Athanasiu etc.). Mai recent asemenea referințe fac S. Gillet (20), (21), V. V. Bogacev (3), H. Modell (50) etc.

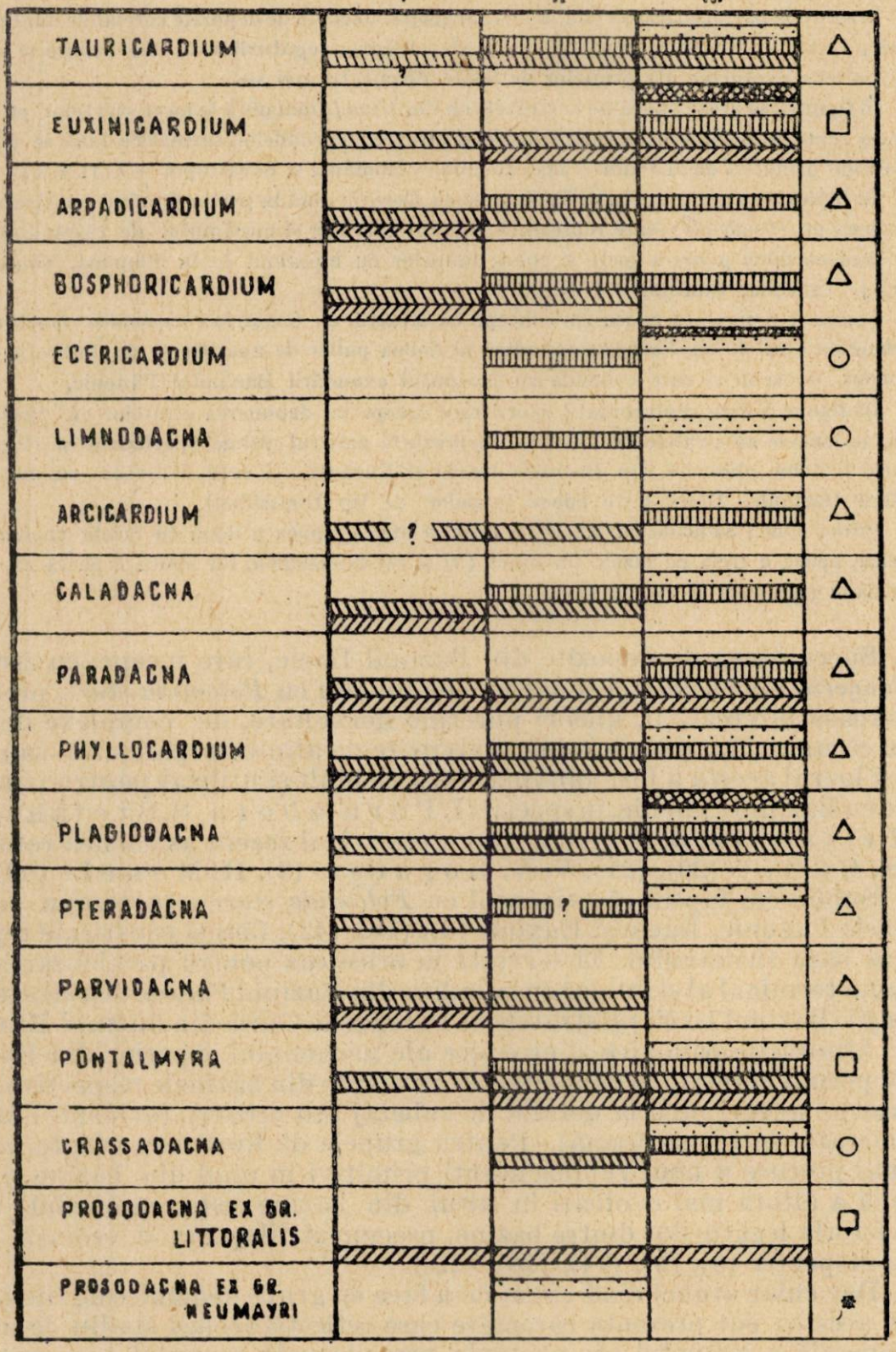
Subliniem faptul că orizontul cu *Potomida sturi* este comun pentru Bazinele Panonic, Dacic și Euxinic (3), (10), (42), (50) și constituie reperul pentru baza sicilianului. El servește în orice caz pentru paralelizarea orizontului terminal al stratelor cu paludine din Bazinul Panonic cu stratele de Frătești (Bazinul Dacic) și stratele de Porat și de Guria din Bazinul Euxinic.

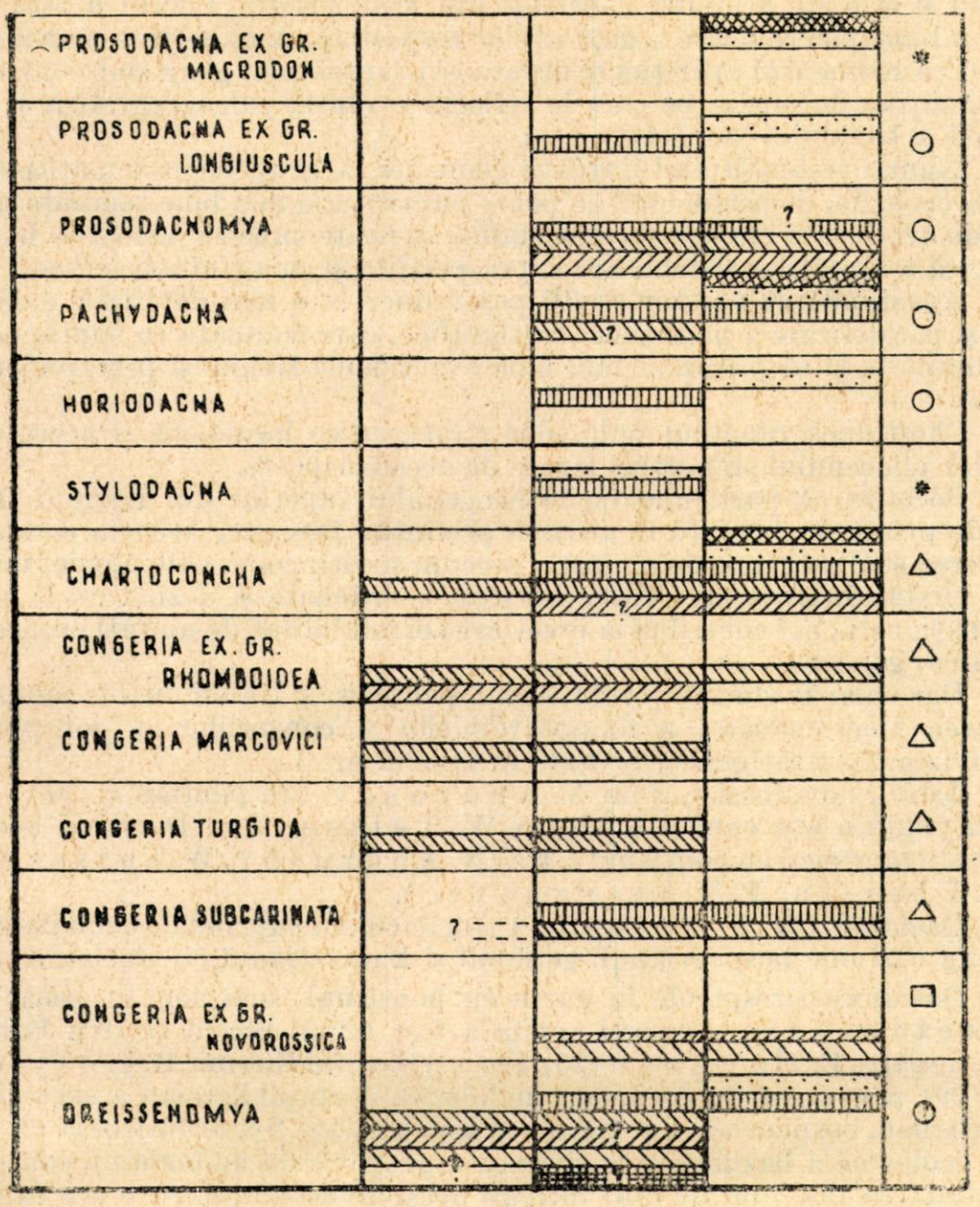
Afinitățile panonice și euxinice ale neogenului superior din Bazinul Dacic permit corelări cu depozitele echivalente din bazinele respective, care pot merge uneori pînă la detaliu de subetaj sau orizont (evident luînd în considerație întreaga faună). Pentru grupele de fosile examinate, apariția mai precoce a unor reprezentanți primitivi în unul din bazine și mai tardivă a altora mai evoluați în altul din bazine este explicabilă dată fiind istoria legăturilor dintre bazine, precum și filogenia și ecologia grupului respectiv (8), (9), (14), (18), (22).

Dar chiar atunci cînd avem de-a face cu grupe endemice de limnocardiide, acestea pot prezenta caractere care reflectă același stadiu de evoluție generală a grupului (de exemplu prosodacnele grupului *neumayri* din

TABELUL NR. 2

REPARTIȚIA VERTICALĂ A CÎTORVA CARDIIDAE ȘI DREISSENIDAE ÎN NEOGENUL SUPERIOR DIN BAZINELE PANONIC (I), DACIC (II) ȘI EUXINIC (III)





Kuialnikian
Dacian-kimmerian
Getian-bosphorian
Portaferrian
Odessian
Meotian
Kersonian

△ *Migrant panonic*
○ *Migrant dacic*
□ *Migrant euxinic*
| *Origine egeană*
✱ *Endemic*

dacian şi cele ale grupului *macrodon* din kimmerian). Lucrul acesta permite o bună sincronizare a depozitelor respective, dacă se ţine seama şi de faptul că momentul apariţiei şi durata existenţei unui grup sînt controlate de condiţiile de mediu pe care le reflectă evoluţia paleogeografică şi litofacială a bazinului respectiv.

Numai reconstituind întreaga geonemie a grupelor sistematice (filogenie, ecologie, dispersie etc.) se poate circumscrie mai bine tendinţa generală de evoluţie şi etapele acesteia, adică se poate preciza valoarea biocronologică a unităţilor sistematice supraspecifice şi chiar infraspecifice.

Aprofundarea acestor studii poate duce la o mai detaliată subdivizare şi paralelizare a unităţilor stratigrafice, care contează ca suprapuse în continuitate, şi să precizeze mai bine eventualele lacune şi juxtapuneri de strate.

Chestiunea rangului unităţilor stratigrafice locale, ca şi aceea a limitelor pliocenului sînt strîns legate de aceste aspecte.

Socotim că particularităţile neogenului superior din Bazinul Dacic sînt de primă importanţă în această privinţă. Desigur, aceasta comportă studierea şi altor grupe de moluşte, precum şi ostracode, palinologie, mamifere, vîrstă absolută etc. Toate acestea, coordonate şi dezbătute la scară internaţională, pot contribui la precizarea ori stabilirea de unităţi cronostratigrafice generale.

Dar chiar în stadiul actual al cunoştinţelor şi ţinînd seama numai de valoarea biocronologică a limnocardiidelor şi congeriilor se pot preciza subdiviziunile stratigrafice arătate în tabelul nr. 1.

Astfel, novorossianul lui N. Andrusov sau ponţian *s. str.* este etajul ponţian aşa cum îl înţelegea W. Teisseyre. Dacianul acestui autor are rang egal cu ponţianul *s. str.* (N. Andrusov, W. Teisseyre, A. G. Ebersin, P. M. Stevanović).

Dacianul (W. Teisseyre) sau dacicum cuprinde ca subdiviziuni de rang mai mic bosphorianul, geţianul şi kimmerianul (= dacian *s. str.*).

Dacianul corespunde în parte cu ponţianul superior în sensul lui S. Ştefănescu, şi lucrul acesta a fost reluat recent pentru Bazinul Dacic de către E. Hanganu (23). Pentru Bazinul Euxinic B. P. Jijcenko (29) propusese de asemenea înglobarea în etajul kercian a succesiunii novorossian, bosphorian, kimmerian şi kuialnikian. S-a arătat deja că evoluţia geologică a bazinului, ca şi aceea a grupelor de moluşte nu concordă cu acordarea rangului de etaj întregii acestei succesiuni, care are în mod evident rang superior (11). Vom aminti de asemenea că N. Andrusov propusese înglobarea novorossianului, bosphorianului şi kimmerianului într-un etaj unic, dacianul (1), evident puţin deosebit de felul cum l-a înţeles W. Teisseyre. Date fiind datele recente cu privire la stratotipul dacianului (39) şi ţinînd seama de prioritate, considerăm unitatea stratigrafică respectivă, dacicum, de rang egal şi suprapusă ponţianului *s. str.* sau pontium. Aceasta din urmă are ca subdiviziuni odessianul (cu eupatorian la bază) şi portaferrianul.

Se ştie că N. Andrusov plasa limita miocen — pliocen la baza novorossianului şi că acest punct de vedere este adoptat de A. G. Ebersin şi majoritatea cercetătorilor sovietici ; el a fost adoptat şi de Winkler-Hermanden şi recent în România de E. Saulea (59). S. Gillet începe pliocenul cu dacianul, considerînd bosphorianul ca un echivalent

al plaisancianului. Se știe de asemenea că se preconizează începerea pliocenului o dată cu apariția genului *Hipparion*. Prezența resturilor de *Hipparion* în seria sarmațianului de tip euxinic, ca și în panonian ar duce la plasarea acestei limite chiar în interiorul acestor serii unitare.

De aceea s-a propus plasarea acestei limite la baza panonianului (56). S-a arătat în diferite ocazii că panonianul sau pannonium în sensul lui A. Papp și E. Thenius corespunde, în Bazinele Dacic și Euxinic, cu succesiunea bessarabian superior kersonian — meoțian și novorossian (12), (22), (34), (45), (55), (56), (57). Aceeași succesiune, ca și echivalentele ei, este denumită, mai ales de autorii francezi, ponțian (*s. l.*), acordîndu-se prioritate vechilor autori (Le Playe, Barbot de Marny). Acest ponțian, cuprins împreună cu sarmațianul *s. str.* (Suess) în seria messinianului, este socotit de școala franceză miocen superior. Este evident vorba de o serie, în care novorossianul ar fi etajul terminal.

Vom observa că, în evoluția faunelor de mamifere din neozoic, genul *Hipparion* are următoarea geonemie. Popularea Asiei centrale cu *Hipparion* se face pornind din America de Nord, trecînd peste istmul Behring. Este evident vorba de o migrațiune foarte rapidă. La scara geologică practic instantanee, trecerea hiparionilor americani din Alasca în Portugalia și Africa de nord, trebuie să se fi făcut în cîteva secole (16). Hiparionii (împreună cu carnivorele care îi însoțeau) s-au adăugat faunelor indigene. În India, hiparionii găsesc o faună de tip miocen (helvețian) în nivelul de Chingi (pietrișurile medii de Siwalik).

De aici trec repede în Iran (fauna de Maghare cu *H. gracille*, *H. mediterraneum*, *Crocuta eximia*, *Gazela brevicornis* etc.), în Irak și Anatolia. Cînd ajung în Catalonia spaniolă, la Hostalets de Pierola, ei găsesc de asemenea o faună cu afinități miocene de tip La Grive — Saint Alban. Acestea sînt faunele infrapikermiene. Amintim că în aria Caucazului au fost găsite forme însoțitoare ale lui *Hipparion*, de tipul celor din fauna de La Grive — Saint Alban, în depozite echivalente stratelor de Konka.

Hiparionii persistă de ajuns de mult în Europa pentru a se asocia cu faune de tip mai recent, de la Pikermi, Plopana, Taraklia și cea de la Piera (Catalonia spaniolă). Acestea sînt faune pikermiene propriu-zise.

După pikermian *s. str.* (aproximativ meoțianul), faunele anterioare cu *Hipparion* sărăcesc, dar li se adaugă unele tipuri din Asia, cum este *Hipparion plocodus*. Acesta ar fi epipikermianul, care ar putea eventual corespunde în timp cu novorossianul (?).

Hiparionii trăiesc și în pliocenul superior, dar li se adaugă, spre sfîrșit, alte equide americane, *Equus*, care vin însoțite de cămile, antilope, mastodoni și tapiri (faunele de tip Roussillon, Val d'Arno etc.).

Este evident că momentele de maximă răspîndire ale faunelor terestre de vertebrate alternează cu epocile de extindere ale bazinelor marine și marin-salmastre. Prezența de intercalații cu resturi de vertebrate terestre în seriile marine și salmastre dă posibilitatea unor corelări mult mai largi și o mai bună circumscriere a unităților cronostratigrafice generale. Perioada migrațiunilor genului *Hipparion* cuprinde următoarele etape evolutive : prima, la trecerea dintre miocenul mediu și cel superior, are loc aproape în paralel cu etapa de dezvoltare a limnocardiidelor sarmațiene ; a doua etapă (cea pikermiană) are loc în paralel cu prima apariție și răspîndire a limnocardiidelor pliocene. Aceasta este și etapa de înflorire și răspîndire maximă a hiparionilor în Europa. Etapa a treia este cea de regres și coincide aproximativ cu ultima înflorire și regresul limnocardiinelor și didacninelor.

Cele arătate aici ar fi deci de natură să repună în discuție nu numai chestiunea limitei miocen — pliocen, dar chiar și pe aceea a limitei miocen mediu — miocen superior.

Deocamdată arătăm doar corespondenţa subdiviziunilor euxinice cu cele panonice ale ansamblului de depozite dintre nivelul cu *Venus konkensis* şi cel cu *Congeria rhomboidea rumana*, aşa cum reiese din tabelul nr. 1 şi din figurile 2 şi 3.

Urmînd sugestia dată de P a p p şi T h e n i u s, am utilizat denumirea de sarmatium = sarmaţian *s. str.* (S u e s s) numai pentru partea inferioară a seriei sarmatice euxinice. Se ştie că S u e s s (1866) desemnase ca stratotip pentru sarmaţian depozitele din Bazinul Vienei situate între tortonian şi panonian. Partea superioară a acestui sarmaţian panonic cuprinde şi un echivalent al primei jumătăţi a sarmaţianului mediu euxinic (stratele cu *Cardium barboti* şi *Cryptomactra* (2), (17), (22), (32), (45), (56), (59). Dacă acest nivel corespunde exact stratelor cu *Nubecularia* din regiunea Chişinău (U.R.S.S.), ar trebui să poarte denumirea de bessarabian (*s. str.*) (32), (59), sau eventual altă denumire. Panonianul *s. str.* are rang egal cu sarmatium. Jumătatea superioară a bessarabianului (sarmaţian mediu euxinic) ar putea corespunde cu nivelele bazale ale panonianului *s. str.*; kersonianul (eventual şi rostovianul) ar corespunde cu partea mediană, iar meoţianul cu cea superioară. Deocamdată o strictă delimitare a subdiviziunilor euxinice în cadrul faciesului panonic este greu de făcut, cu excepţia ponţianului *s. str.* şi mai ales a părţii sale superioare (portaferrianul). Bazinul Dacic avînd legături mai strînse cu domeniul panonic poate oferi în această privinţă mai multe elemente de paralelizare şi de aceea aici utilizarea termenului panonian, ca unitate cronostratigrafică, ar putea fi justificată. Nu acelaşi lucru este însă în Bazinul Ponto-Caspic. Dar aceasta nu rezolvă problema limitei inferioare a pliocenului, care poate fi considerată şi la baza meoţianului, aşa cum se face de mult în România. Anumite gasteropode şi unionide care se urmăresc din sarmaţianul superior şi trec mai sus în ponţian (2), (50), (66), (67), prezenţa în domeniul panonic, în depozite echivalente aproximativ cu meoţianul, de limnocardiide (*Paradacna*, *Arpadicardium* etc.), precum şi unele grupe de congerii, care de asemenea trec mai sus, pot justifica acest punct de vedere. Printre cercetătorii sovietici care ataşează meoţianul pliocenului, se numără V. V. B o g a c e v, L. S. D a v i t a ş v i l i şi K. A. A l i z a d e.

Totodată evoluţia faunelor cu *Hipparion* ar justifica acest punct de vedere, dacă se ţine seama de faptul că faunele de tip Roussillon sînt urmaşele celor de Pikermi (într-o asemenea schemă stratigrafică meoţianul, împreună cu odessianul, ar constitui pliocenul inferior).

În mod analog se pune de altfel şi problema limitei superioare a pliocenului. Faunele villafranchianului şi st. prestianului sînt contemporane cu o floră care reflectă deja răcirea climatului. Totuşi nu se constată încă în Europa o completă redistribuire a acestora, cum se întîmplă o dată cu glaciaţia mindel (momentul „crizei cuaternare"). Astfel există şi astăzi opinia (11), (53), (54), după care villafranchianul şi calabrianul sînt ataşate pliocenului, iar pleistocenul se începe cu sicilianul.

Problema limitei inferioare a pliocenului, ca şi aceea a limitei neogen — anthropogen ar trebui de aceea să fie dezbătute în continuare, pentru găsirea unei soluţii unanime.

Chestiunile acestea sînt legate de altfel şi de reconsiderarea perioadelor neozoicului. Evoluţia cardiidelor salmastre oferă numeroase puncte de sprijin în această privinţă. Ele constituie preţioşi indicatori biocronologici pentru seriile salmastre puternice şi larg răspîndite în Europa. Uneori au fost poate subestimate fosilele de apă salmastră ca indicatori stratigrafici. Aceasta însă cere studiul detaliat al seriilor stratigrafice locale, inventarierea amănunţită a faunelor şi studiul filogenetic al grupelor, împreună cu stabilirea de hărţi paleogeografice şi litofaciale foarte amănunţite.

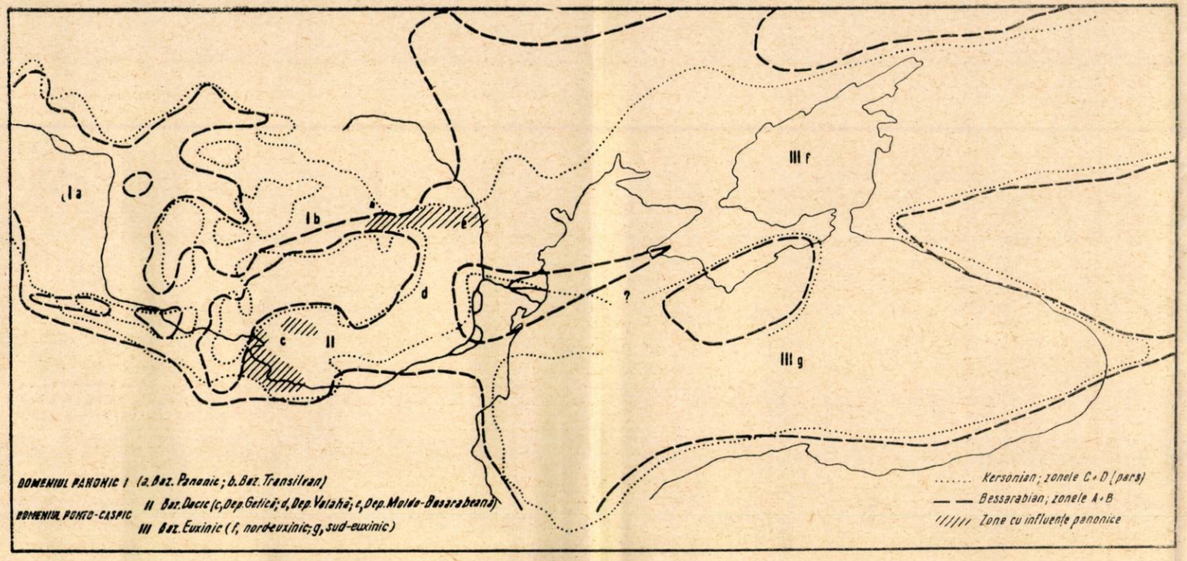


Fig. 2

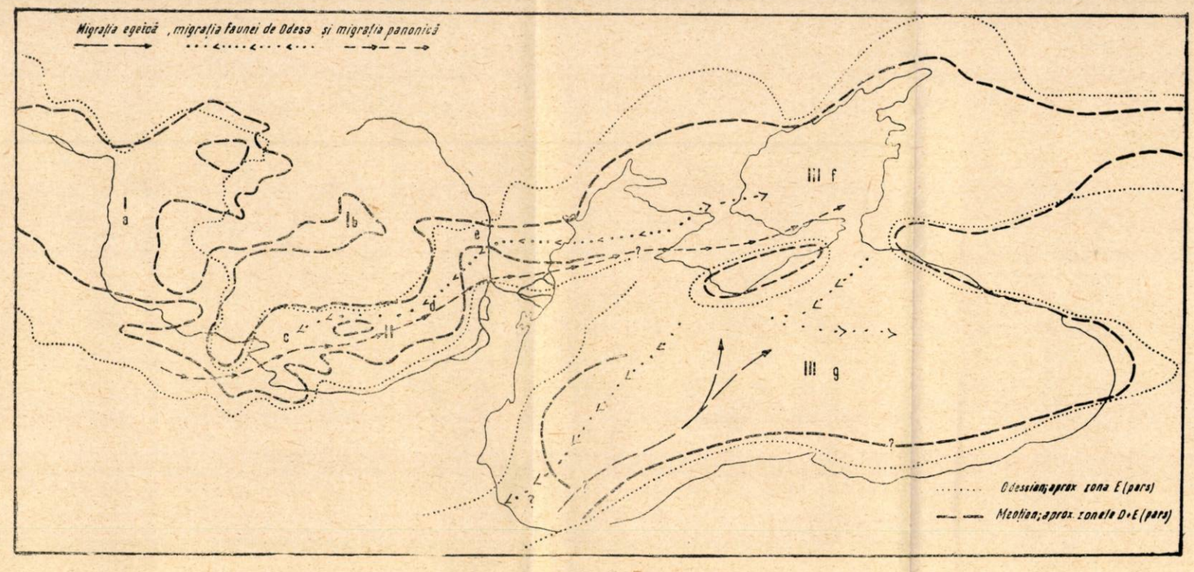


Fig. 3

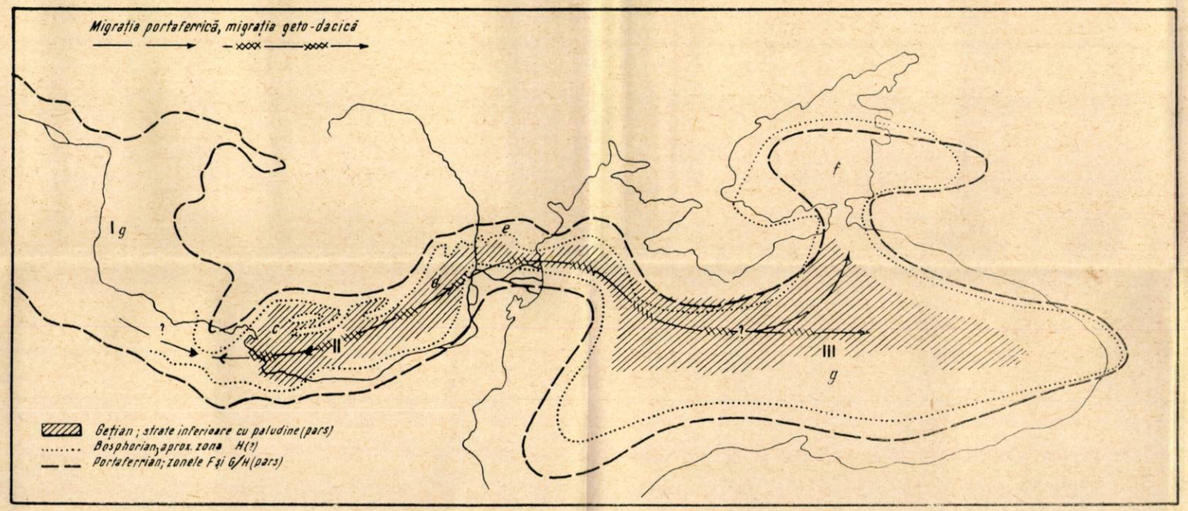


Fig. 4

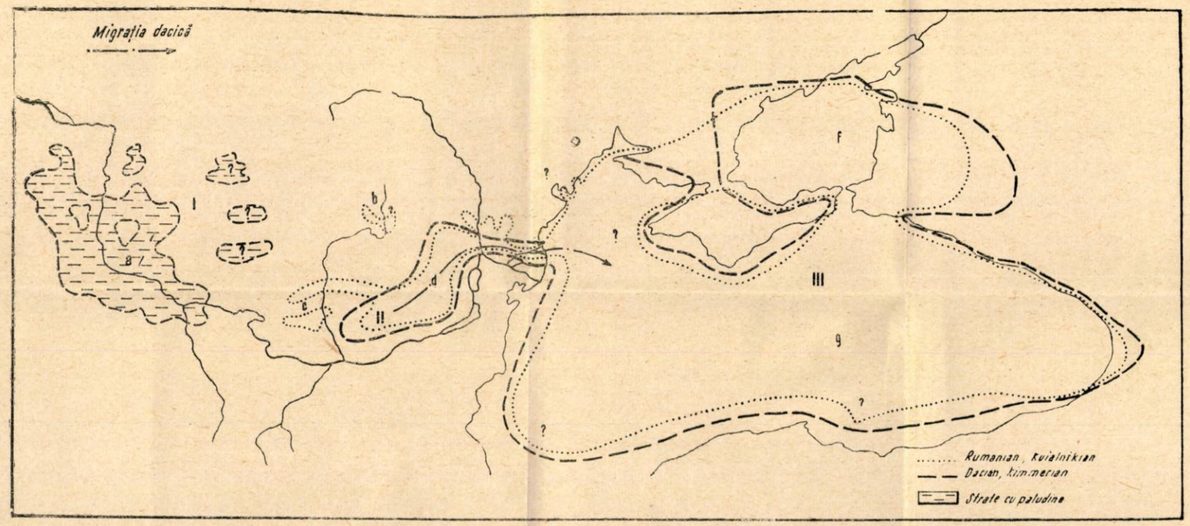
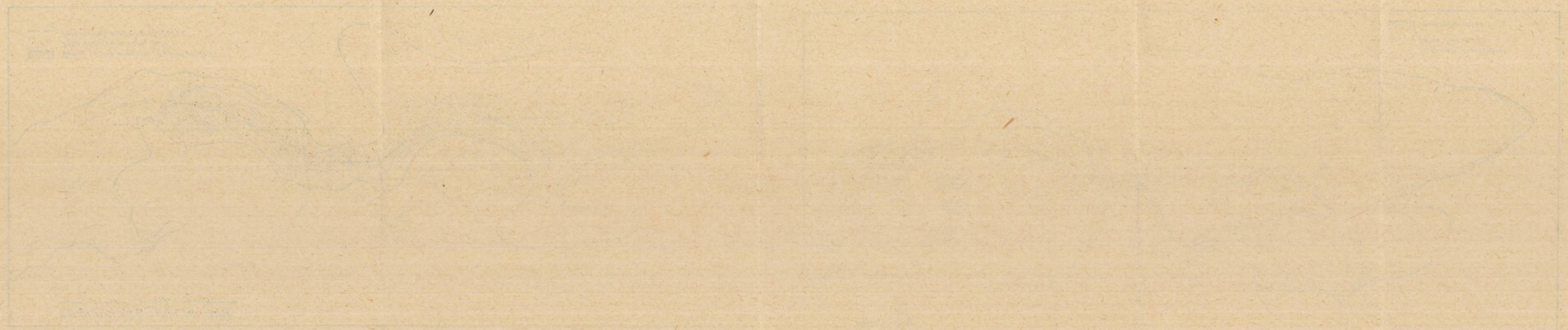


Fig. 5

Fig. 2—5. — Schițe paleogeografice



BIBLIOGRAFIE

1. Andrusov N., *Le Pliocène de la Russie méridionale d'après les recherches récentes*, Mém. Soc. Roy. Sci., Bohème (1921), 1927, *4*.
2. Atanasiu I., *Le Sarmatien du Plateau Moldave*, A.R. Mem. Sec. ştiinţ. Serv. 3 (1944), 1945, **20**, Mem. 5.
3. Богачев В. В., *Материалы истории пресноводной фауны евразии*, АН СССР. Киев, 1961.
4. Chiriac M., *Notă asupra depozitelor sarmaţiene din Dobrogea*, Com. Acad. R.P.R., 1960, **10**, *7*.
5. Cuenot L., *La genèse des espèces animales*, Alcan, Paris (1911), 1931—1932.
6. Давиташвили Л. С., *О развитии фаун Черноморского бассейна в течение плиоцена*, АН Груз. ССР, 1956, **17**, *3*.
7. Еберсин А. Г., *Род Limnocardium Stoliczka в плиоцене Понто-Каспийского бассейна*, Труды Палеонт. Инст. АН СССР, 1947, *13*.
8. — *Солоноватоводные кардииды плиоцена СССР*, Труды Палеонт. Инст. АН СССР, II, 1951, **31**; III, 1959, **74**; IV, 1962, **91**.
9. — *О происхождении плиоценновых родов кардиид в евксинском бассейне*, Труды Палеонт. Инст. АН СССР, 1949, *20*.
10. — *Об отложениях с* Unio sturi M. Hörnes *и его значение для стратиграфии плиоцена Украины и Молдавии*, Докл. АН. СССР (1955) 1956, **108**, *4*.
11. — *Схема стратиграфии неогеновых отложений юга СССР*, Труды совещания по разработке унифицированной стратиграфической шкалы третических отложений Крымско-Кавказской области, АН Азербайдж. ССР, Баку (1955—1956), 1959.
12. Еберсин А. Г., *Выступления в прениях*. Материалы карпато-балкан. ассоциации, АН СССР, Киев (1958), 1960, *3*, 173—176.
13. — *Система и филогения солоноватоводных кардиид*, Зоол. Инст. АН СССР, 1965.
14. Ebersin A. G., *Descoperirea subgenului Ecericardium în pliocenul din România*, St. şi cerc. geol. geofiz. geogr., Seria geologie, 1965, **10**, *2*.
15. Еберсин А. Г. и Семененко В. Н., *О присутствии* Limnodacna *в нижнекиммерриских отложениях Украины*, Палеонт. Журн. АН СССР (1965), 1966, *1*.
16. Furon R., *Causes de la répartition des êtres vivants, Paléogéographie. Biogéographie dynamique*, Collection Evolution des Sciences, Masson et Cie., Paris, 1958, *10*.
17. Gillet S., *Les Limnocardüdés de quelques gisements du Sarmatien roumain*, An. Inst. geol. Rom., 1938, **19**.
18. — *Les Limnocardiidés des Couches à Congéries de Roumanie*, Mém. Inst. géol. Roum., 1943, **4**.
19. — *Principaux caractères du Pliocène saumâtre de Barcelone*, C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., 1957, *13*.
20. — *Contribution à l'histoire du Bass. Méditerranéen et euxinique au Néogène et au Quaternaire*, Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., 1957, **10**, *2*.
21. — *Affinités orientales des Mollusques messiniens*, Atti Soc. Toscana, Sc. Nat., seria A (1959), 1960, **66**, *2*.
22. — *Essai de paléogéographie du Néogène et du Quaternaire inférieur d'Europe orientale*, Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn., 1961, *4*, *4*.
23. Hanganu E., *Studiul stratigrafic al pliocenului dintre valea Teleajenului şi valea Prahovei*, Com. geol., St. tehn. şi econ., seria J, 1962, *2*.
24. Jeannel R., *L'Isolement, facteur de l'évolution*, Rev. Fr. d'Et., 1941, *7*.
25. — *La marche de l'évolution*, Publ. Mus. Hist. Nat., 1950, *15*.
26. Jeanrenaud P., *Contribuţii la geologia Podişului Central Moldovenesc*, An. şt. Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi, 1961, **7**, *2*.
27. — *Contribution à l'étude des couches à faune d'eaux douce de la Plate-forme Moldave*, An. şt. Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi, seria nouă, secţia a II-a, 1963, **9**.
28. — *Cercetări geologice între valea Crasna şi Prut*, An. şt. Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi, 1965, **11**.
29. Жижченко Б. П., *Материалы к разработке унифицированной схема деления каинозойских отложений юга европейской части и северного Кавказа*, Вопросы, геол. и геохим. нефти и газа, 1953.
30. — *Принципы стратиграфии и унифицированная схема каинозои*, Труды ВНИИГАЗ, 1958.

31. Kojumdcieva E., *Etude paléontologique et biostratigraphique du Méotien inférieur de la Bulgarie du Nord-Ouest*, Ann. Dir. Gén. Rech. Géol., 1961, **11**.
32. Колесников В. П., *Сарматские моллюски*, Палеонтология СССР, 1935, **10**, *2*.
33. Krejci-Graf K., *Die Rumänischen Erdöllagerstätten*, Stuttgart, 1929.
34. — *Parallelisierung des südosteuropäischen Pliozäns*, Geol. Rundschau, 1932, *23*.
35. Liteanu E., *Despre problema limitei superioare a terţiarului din Depresiunea Valahă*, St. şi cerc. geol. (1959), 1960, **5**, *2*.
36. Liteanu E. şi Chenea C., *Cuaternarul din România*, St. tehn. şi econ., seria H, 1966, *1*.
37. Macarovici N., *Mammifères fossiles du Sarmatien de Păun-Iaşi*, An. şt. Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi, seria a 2-a, 1958, *4*.
38. — *Contribuţii la cunoaşterea geologiei Moldovei meridionale*, An. şt. Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi, seria a 2-a, 1960, *6*.
39. — *Observaţii stratigrafice pe structura Berca-Arbănaşi (cu privire specială asupra limitelor dacianului)*, St. şi cerc. geol., 1961, **6**, *3*.
40. — *Evoluţia mamiferelor în cuaternar pe teritoriul ţării noastre*, Natura, seria biol., 1965, *1*.
41. Macarovici N. et Jeanrenaud P., *Revue générale du Néogène de plate-forme de la Moldavie*, An. şt. Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi, seria nouă, secţia a 2-a, 1958, *4*.
42. Macarovici N. şi Cotet P., *Prezenţa stratelor cu Unio sturi M. Hörnes şi a stratelor de Barboşi-Babele în Cîmpia Română*, An. şt. Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi, 1962, *8*.
43. Macarovici N. u. Paghida N., *Ein Endocranialausguss von Hipparion sebastopolitanum aus dem Sarmat von Păun-Iaşi (Rumänien)*, Sitz. Österr. Akad. d. Wiss. Mathem. naturw. Kl. Abt. I, 1964, **5**, *7*, 173.
44. Macarovici N. şi Motaş I. C., *Asupra unui Trionyx sp. găsit în kersonianul din Munţii Vrancei*, An. şt. Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi, 1965, **11**, *2*.
45. Macarovici N., Marinescu Fl. şi Motaş I. C., *Asupra neogenului superior şi a ponţianului s. str. din bazinul dacic*, St. şi cerc. geol. geofiz. geogr., Seria geologie (1964), 1965, **10**, *2*.
46. Marinescu Fl., *Propuneri cu privire la orizontarea ponţianului din partea occidentală a bazinului getic*, St. şi cerc. geol., 1964, **9**, *1*.
47. — *Preciziuni asupra stratigrafiei portaferrianului din vestul bazinului dacic*, Dări de seamă Inst., geol., 1966, **2**, *2*.
48. Marinović D., *Regional review of the tectonics of oil bearing areas in Vojvodina*, Rep. of the V-th Meet. of Geologists of the F.P.R. Yougoslavia, Belgrad, 1959.
49. Miletić-Spaić O. L., *Sarmat und Pannon zwischen der inneren Karpathenzone und den Flüssen Morava und Resava (Serbien)*, Ann. Géol. Pén. Balk., 1959, **26**.
50. Modell H., *Die tertiären Najadiden des ungarischen Beckens*, Geol. Jhb., 1959, **75**.
51. Молиавко Г. И., *Неоген пивдня Украини*, АН УССР, Киив, 1960.
52. Motaş I. C., *Date noi cu privire la corelarea miocenului*, Dări de seamă Com. geol. (1957), 1962, **44**.
53. Муратов М. В., *Геологическое прошлое Крыма и Черного Моря*, Природа, АН СССР, 1960.
54. — *Четвертичная история Черноморского бассейна в сравнении с историей Средиземного Моря*, Бюлл. Моск. Обществ. Испытателей Природы, 1960, **35**, *5*.
55. Murgeanu G., Saulea E., Popescu Gr. şi Motaş I. C., *Stadiul actual al problemelor de stratigrafie a terţiarului în R.P.R.*, St. şi cerc. geol. (1959), 1960, **5**, *2*.
56. Papp A. u. Thenius E., *Tertiär*, in Fr. Lotze, *Handb. d. Stratogr. Geol.*, Stuttgart (1957), 1959, **3**.
57. Патрулиус Д., Бляху М. и Моташ И. К., *Геологическое строение Румынского Марамуреша*, Матер. карпато-балк. ассоц., АН УССР, Киев, (1958), 1960, *1*.
58. Racoviţă E. G., *Evoluţia şi problemele ei*, Cluj, 1929.
59. Saulea E., *Contributions à la stratigraphie du Miocène supérieur*, VIIme Congrès Assoc. Géol. Carpato-Balkanique, seria a 2-a, Sofia, 1965, **1**.
60. Saulea E., Popescu I. şi Săndulescu J., *Hărţile litofaciale ale neogenului*, An. Inst. geol., 1963.
61. Seneš J., *Entwicklungsphasen des Paratethys*, Mitt. d. Geol. Gesell. (1959), 1960, **52**.
62. — *Paläogeographie des Westkarpatischen Raumes in Beziehung zur übrigen Paratethys im Miozän*, Geol. Prace, 1961, **60**.
63. Stevanović P. M., *Pontische Stufe in eng. Sinne. Obere Congerienschichten Serbiens und der angrenzenden Gebiete*, Srb. Akad. d. Wiss., 1951, *97*.
64. — *Pontische Fauna mit Limnocardium petersi bei Kadar an der Save (Nordbosnien)*, Ann. Géol. Pén. Balk., 1951, **27**.

65. Stoikov St., *Le Pliocène des régions de Vidin et de Koula*, Rev. Soc. Géol. Bulg., 1960, **21**, *1*.
66. Teisseyre W., *Ueber die maeotische, pontische und dacische Stufe in dem Subkarpathen der östlichen Muntenia*, An. Inst. geol. Rom., 1908, **2**.
67. — *Beiträge zur neogenen Molluskenfauna Rumäniens*, An. Inst. geol. Rom., 1908, **2**.
68. Termier H. et Termier G., *La notion de migration en paléontologie*, Geol. Runschau, 1956, **45**, *I*.
69. Tollmann A., *Die Gebirgebildungsphasen in den Ostalpen und Westkarpathen*, Mitt. Gesell. Geol. Bergstud., 1964, **14**.
70. Vancea A., *Neogenul din bazinul Transilvaniei*, Edit. Acad. R.P.R., București, 1960.
71. Wenz W., *Die Mollusken des Pliozäns der rum. Erdölgebiete*, Senkenbergiana, 1942, 24.
72. * * * *La topographie et la géologie des profondeurs océaniques*, Colloq. Internat. CNRS, 1958, Paris, 1959, **83**.
73. * * * *Le peuplement des îles méditerranéennes*, Colloq. Internat. CNRS, 1959, Paris, 1961, **94**.

Institutul paleontologic al Academiei de Științe a U.R.S.S.,
Institutul de geologie și geografie al
Academiei Republicii Socialiste România,
Catedra de geologie și mineralogie a Universității „Al. I. Cuza" Iași,
și
Institutul geologic al Comitetului de Stat al Geologiei.

Primită în redacție la 14 mai 1966.

PROBLEME DE STRATIGRAFIE ȘI TECTONICĂ PRIVIND SINCLINALUL RARĂULUI (CARPAȚII ORIENTALI)

DE

V. MUTIHAC

55(05)

Noi date stratigrafice, descoperite în sinclinalul Rarău, demonstrează suprapunerea a două faciesuri sincrone heteropice a depozitelor mezozoice antecretacice, de unde rezultă structura în pînză a sinclinalului marginal extern.

Cercetările din ultimul timp, întreprinse în compartimentul nordic al sinclinalului marginal extern (sinclinalul Rarău), au adus date noi care au contribuit la o mai bună cunoaștere a stratigrafiei depozitelor mezozoice antecretacice.

Dacă datele noi obținute în diverse sectoare din zona Rarăului se dovedesc a fi valabile pentru întregul sinclinal marginal extern, acestea prezintă o importanță deosebită, dat fiind faptul că sînt în măsură să contribuie la lămurirea celei mai controversate probleme, și anume structura acestei unități. Părerile anterioare susțineau în această privință : *a*) fie existența unei suprapuneri a două faciesuri sincrone, heteropice (V. Uhlig, 1903; I. P. Voiteşti, 1942; D. M. Preda și M. Ilie, 1939; D. Patrulius și Gr. Popescu 1960; Gr. Popescu și D. Patrulius 1964; V. Mutihac, V. Chirilă și E. Cîrstov, 1965); *b*) fie existența unei succesiuni normale în depozitele antecretacice (I. Atanasiu, 1928; I. Băncilă, 1940; M. Ilie, 1957; V. Mutihac și Elena Mirăuță, 1964).

Faptele constatate în partea sudică a sinclinalului Rarăului, relațiile surprinse pe diverse profile, precum și ivirile de depozite triasice, întîlnite la vest de sinclinalul principal, oferă situații stratigrafice și tectonice clare, care ne dau dreptul ca unele concluzii privind stratigrafia depozitelor antecretacice să fie generalizate în tot compartimentul nordic și chiar pentru întregul sinclinal marginal extern.

S. și cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie t. 11 nr. 2 p. 483–496 București 1966

Aşadar, în cele ce urmează se vor expune datele noi de ordin stratigrafic şi tectonic, obţinute în partea de sud a sinclinalului Rarăului şi din alte sectoare şi se vor trage concluziile care decurg din acestea.

Este ştiut că zona largă a sinclinalului Rarăului se închide periclin la sud de Culmea Todirescu. Mai departe, depozitele mezozoice se mai întîlnesc doar ca o zonă foarte îngustă, alcătuind Culmea Măgura Oblînc—Tarniţa—Clifele, situată la vest de localitatea Ostra, întinzîndu-se aproximativ între valea Cheia, la nord, şi pîrîul Alunişului, la sud (fig. 18).

Răspîndirea depozitelor mezozoice din acest sector a mai fost consemnată pe hărţi la scară mijlocie de Th. Kräutner (7) şi, recent, de Fl. Tănăsescu, G. Pitulea şi F. Băncilă (19). Harta care însoţeşte lucrarea de faţă nu diferă esenţial de aspectul cartografic pe care îl are harta ultimilor autori citaţi, însă separarea mai riguroasă a depozitelor pe vîrste, argumentată cu date paleontologice, constituie un fapt nou faţă de lucrările anterioare. Acest lucru ni s-a părut cu atît mai demn de făcut cunoscut, cu cît situaţia constatată în această zonă, aşa cum s-a arătat mai sus, nu înseamnă numai o corijare a hărţii anterioare, ci lămureşte probleme de stratigrafie pentru întreg compartimentul nordic al sinclinalului marginal extern.

În toate lucrările anterioare, privitoare la această zonă, depozitele carbonatice au fost considerate, fără excepţie, ca reprezentînd triasicul inferior-mediu. Situaţia de fapt se prezintă astfel : peste şisturile cristaline se aştern conglomeratele din baza formaţiunilor sedimentare, considerate de vîrstă werfeniană, peste care urmează dolomitele masive cu aspectul cunoscut şi descris în toate lucrările anterioare. Vîrsta lor werfenian superioară—anisiană se deduce din faptul că şi în sinclinalul Rarăului a fost identificat, în baza dolomitelor, nivelul fosilifer de Asodul-Mare, cu fauna caracteristică pentru werfenianul superior[1]. Dolomitele se întîlnesc în toată zona, descriind un sinclinal îngust.

În axul sinclinalului, deasupra dolomitelor, în diverse puncte, se întîlnesc calcare masive care au fost menţionate şi descrise şi de cercetătorii anteriori ca aflîndu-se în continuitate de sedimentare cu dolomitele, în consecinţă atribuite triasicului, fără a fi separate cartografic. A existat şi părerea că ar aparţine doggerului, însă fără a se aduce argumente paleontologice indiscutabile (12).

O primă ivire din aceste depozite se întîlneşte în înălţimea situată imediat la N de cota Măgura Oblînc. Sînt calcare masive de culoare cenuşie, în masa cărora se văd episoade detritice sau marnoase. Conţin fragmente de lamelibranhiate şi entroce de crinoizi. Autorul a identificat de asemenea exemplare de belemniţi însă nedeterminabile specific. În secţiuni subţiri se observă că sînt calcare pseudo-oolitice şi spatice, cu numeroase granule de cuarţ. Conţin de asemenea prodisoconce şi lagenide [2]. Calcarele descrise stau direct peste dolomite. Se mai întîlnesc la sud de Măgura Oblînc, menţinîndu-se la vest de culme. În vîrful Tarniţa sînt din nou foarte dezvoltate, formînd întreaga culme pînă în şaua de la sud. Aici, calcarele alcătuiesc un perete abrupt. Pe panta vestică, spre bază, conţin foarte numeroase lamelibranhiate (pl. II, fig. 13, 15 şi 16), dintre care : *Entolium demissum* Phill., *Entolium* aff. *renevieri* Opel, *Camptonectes* aff. *lens* Sow.

[1] V. Mutihac, *Cercetări geologice în sinclinalul Rarăului*, Arh. Inst. geol., 1963.
[2] Secţiunile au fost cercetate de D. Patrulius.

Şi aici s-au găsit fragmente de belemniţi şi brachiopode. În secţiuni subţiri se constată că sînt calcarenite cu ciment larg, cristalizat. Conţin numeroase fragmente de crinoide şi fragmente de briozoare. Dintre foraminifere apar *Trocholina* sp. de talie mică şi miliolide. Ca şi în punctele menţionate anterior, şi aici calcarele stau direct peste dolomite.

Ţinînd seama de fauna menţionată şi microfaciesul pe care îl îmbracă se poate afirma că aceste calcare aparţin jurasicului mediu (doggerul *s.l.*).

Deasupra calcarelor din vîrful Tarniţa repauzează un pachet gros pînă la 10 m de jaspuri roşii şi vinete, bine stratificate, aceleaşi care se întîlnesc în tot sinclinalul Rarăului. În vîrful Măgura Oblînc, ca şi în vîrful Piciorul Bîrsanului, jaspurile însă stau direct peste dolomite, contactul fiind foarte clar.

Din situaţia menţionată în vîrful Tarniţa, rezultă că jaspurile roşii sînt mai noi decît doggerul; aparţin cu alte cuvinte callovian—oxfordianului, astfel încît vîrsta prezumtivă atribuită de Th. Kräutner, pe baza asemănării jaspurilor de aici cu ceea ce atribuise E. Jekelius callovian—oxfordianului în Hăghimaş, acum devine o certitudine. Acest lucru concordă de asemenea cu ceea ce s-a constatat în partea nordică a sinclinalului Rarăului, pe pîrîul Tătarca, unde jaspurile roşii stau peste depozite jurasice medii (12).

La extremitatea sudică, umplutura sinclinalului este reprezentată prin depozite detritice : gresii micacee, bine stratificate, cu intercalaţii de argile şistoase. Gresiile uneori au aspect masiv şi sînt foarte dure. Lipsesc dovezile paleontologice pentru atribuirea vîrstei lor însă acestea reprezintă fără îndoială echivalentul depozitelor de umplutură din sinclinalul Rarăului propriu-zis, de unde rezultă că aparţin barremian—apţianului.

Despre şisturile argiloase roşii, ca nivel inferior al stratelor de Sinaia, ca şi despre existenţa stratelor de Sinaia, aşa cum figurează pe harta lui Th. Kräutner, nu poate fi vorba, ci, după cum se constată şi în alte părţi ale sinclinalului Rarăului, orizontul jaspurilor roşii îmbracă adesea un facies argilos-şistos.

Stratele de Sinaia ca atare în faciesul caracteristic cunoscut, se dezvoltă la est de zona cristalino-mezozoică (flişul intern al Carpaţilor Orientali).

Din punct de vedere tectonic, zona ocupată de depozitele mezozoice din culmea amintită alcătuieşte un sinclinal îngust, orientat N — S, pe ale cărui flancuri apar conglomeratele werfeniene.

În jumătatea sudică a acestei zone se întîlnesc frecvente falii, aproximativ perpendiculare pe direcţia sinclinalului, care provoacă o compartimentare a zonei în diverse blocuri, decroşate mai mult sau mai puţin unul faţă de altul, fenomen care este foarte frecvent în întregul sinclinal al Rarăului şi mai ales pe flancul vestic, unde dolomitele formează o zonă continuă.

Întreaga zonă cristalino-mezozoică încalecă spre est peste zona flişului intern al Carpaţilor Orientali, încălecare care se poate urmări începînd de la vest de localitatea Ostra, spre nord. Această linie este cunoscută sub numele de linia central-carpatică.

Revenind la situaţia constatată cu privire la calcarele jurasicului mediu, amintim că I. Bănciă (3) menţionează depozite asemănătoare şi în aceeaşi poziţie, în Hăghimaş, iar D. Patrulius, El. Popa şi Il.

Popescu[3] descriu depozite în facies similar, atribuite doggerului superior, în paleoautohtonul triasic din Perşani. Se poate conchide dar, că doggerul în facies calcaros pseudo-oolitic este comun pentru întreaga zonă cristalino-mezozoică a Carpaţilor Orientali.

Nu sînt lipsite de interes nici unele situaţii semnalate recent[4] pe pîrîul Malului. La sud de Cîmpulung, la 3 km de confluenţa cu rîul Moldova, se văd urmele unei vechi exploatări. Materialul exploatat a fost un calcar compact, de culoare deschisă şi cu aspect masiv, mai rar calcare roşietice. În blocurile rămase de la exploatare se găsesc adevărate lumaşele de halobii din care s-au identificat: *Halobia styriaca* (Mojs.), *H. falax* Mojs., *H. bukovinensis* Kittl. şi *Monotis* cf. *haueri* Kittl. Tot aici s-au găsit blocuri de calcare detritice şi gresii argiloase cu belemniţi şi cu *Ludwigia* cf. *murchisonae* (Sow.). Este vorba de o klippă de calcare triasice (carnian—norian) şi de gresii aaleniene (pl. I, fig. 7 — 11).

În Masivul Rarău propriu-zis, la extremitatea sudică a Culmii Popchii Rarăului, se întîlnesc calcare de culoare închisă, compacte, bine stratificate şi cu accidente silicioase. Spre partea superioară acestea trec la calcare masive, care alcătuiesc culmea ce se prelungeşte pînă sub vîrful Rarău. În calcarele stratificate s-a identificat *Halobia breuningiana* Kittl. care se întîlneşte în carnian şi norian.

Problema vîrstei calcarelor masive (triasic sau cretacic) care alcătuiesc Piatra Zimbrului nu mai comportă discuţii, dat fiind faptul că în calcarele roşii de la partea superioară am găsit *Halobia* cf. *tropitum* Kittl.

O situaţie extrem de interesantă s-a surprins la Izvorul-Rece, Piatra Şoimului (în spatele cabanei turistice). Gr. Popescu şi D. Patrulius (16) considerau că aici este vorba de o succesiune normală, continuă, a triasicului, începînd din werfenian, pînă în carnian inclusiv. Jaspurile roşii, care apar aici, erau considerate ca aparţinînd ladinianului, iar calcarele masive, care alcătuiesc Piatra Şoimului, erau atribuite carnianului.

De fapt, situaţia este alta (fig. 1). În dreptul Izvorului-Rece, peste jaspurile roşii, urmează, pe o grosime de 8 — 10 m, calcare de culoare închisă, stratificate, cu accidente silicioase, în care s-au găsit exemplare de halobii. Sînt întru totul asemănătoare cu cele din Culmea Popchii Rarăului şi aparţin carnianului, poate în parte ladinianului. Deasupra lor se dezvoltă calcarele masive din Piatra Şoimului, care sînt foarte asemănătoare cu calcarele fosilifere de pe pîrîul Măceşului[5] aparţinînd, ca şi acestea triasicului superior (carnian—norianului). Urmărind baza calcarelor masive se constată că mai departe acestea vin în contact direct cu jaspurile roşii, iar apoi dispar şi acestea din urmă, astfel încît calcarele masive iau contact nemijlocit cu dolomitele. Aşadar, în nici un caz nu sîntem în prezenţa unei succesiuni normale ci, după cum vom vedea, ne aflăm în faţa unei superpoziţii tectonice. O situaţie întrucîtva asemănătoare se întîlneşte ceva mai spre sud, către Schitul Rarău, unde peste jaspurile roşii se întîlnesc calcarele cu

[3] D. Patrulius, El. Popa şi Il. Popescu, *Seriile mezozoice autohtone şi pînza de decolare transilvană în împrejurimile Comanei (Munţii Perşani)*, Comunicare în şed. Inst. geol., din 24 aprilie 1964.

[4] V. Mutihac, V. Chirilă şi E. Cîrstov, *Date noi asupra triasicului din Rarău*, Comunicare la Sesiunea ştiinţifică a Univ. „Al. I. Cuza", Iaşi, 1965.

[5] V. Mutihac, *Noi puncte fosilifere triasice în sinclinalul Rarăului*, Dări de seamă Com. geol., 1966, **LII**, partea I.

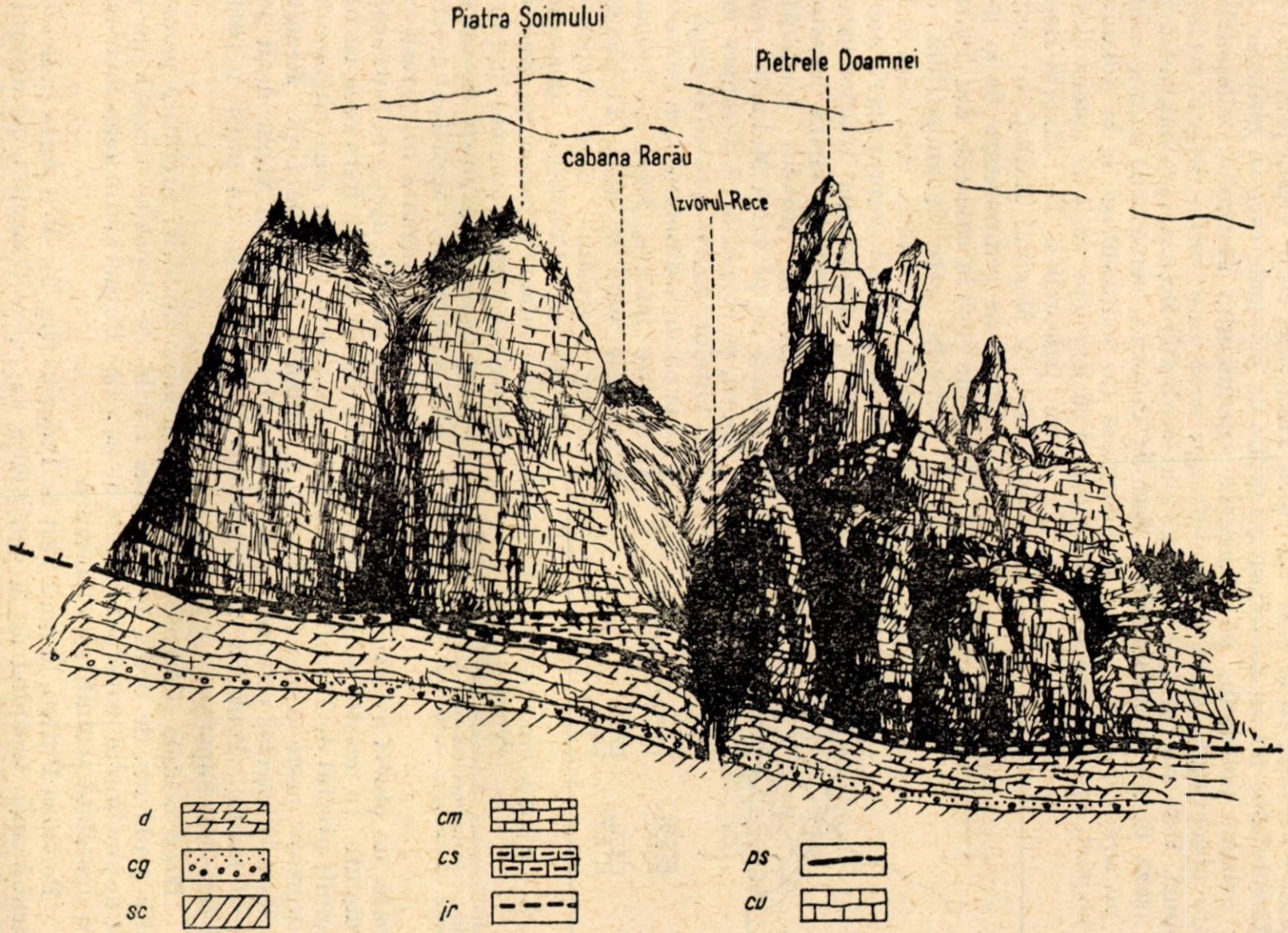


Fig. 1. — Contactul tectonic de la Izvorul-Rece — Piatra Șoimului (văzut dinspre vest).

sc, Șisturi cristaline ; *cg*, conglomerate, gresii și șisturi argiloase roșii (werfenian) ; *d*, dolomite masive (werfenian superior — anisian) ; *jr*, jaspuri roșii (callovian — oxfordian) ; *cs*, calcare cu accidente silicioase (ladinian — carnian) ; *cm*, calcare masive (carnian — norian) ; *cu*, calcare masive cu pachiodonte (cretacic în facies urgonian) ; *ps*, plan de șariaj.

accidente silicioase şi halobii şi gresii dure (probabil doggerul cu belemniţi menţionat de S. Athanasiu (2)).

Cu privire la jaspurile roşii se constată că atît cele din zona Măgura Oblînc—Tarniţa, cît şi cele din valea Tătarca, a căror vîrstă jurasică este indiscutabilă, nu se deosebesc cu nimic de jaspurile care se întîlnesc, ca un orizont continuu, pe flancurile sinclinalului Rarăului, dimpotrivă toate observaţiile arată că în întreaga zonă este vorba despre aceleaşi jaspuri. Este adevărat că de la nivelul localităţii Breaza, spre sud, jaspurile se aşază direct peste dolomite, însă la Pojorîta, cercetările atente arată că nu avem de-a face cu o continuitate de sedimentare de la dolomite la jaspuri, aşa cum se considera (5), ci că jaspurile roşii se aştern peste un paleorelief. La Izvorul-Rece, deci în Masivul Rarău, o continuitate de sedimentare de la jaspurile roşii la calcarele din Piatra Şoimului este incompatibilă cu faptele constatate. Aici sîntem în prezenţa unei suprapuneri anormale a depozitelor triasice peste jaspurile roşii de vîrstă jurasică.

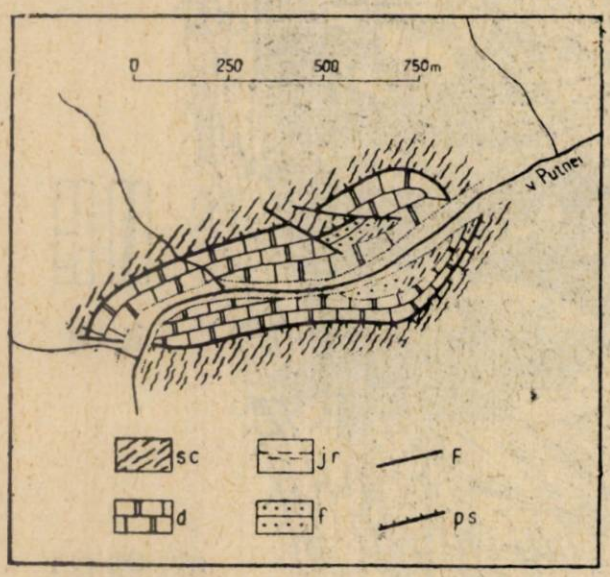


Fig. 2. — Ivirea de depozite triasice de pe valea Putnei.

sc, Şisturi cristaline; *d*, dolomite masive (werfenian superior—anisian); *jr*, jaspuri roşii (callovian—oxfordian); *f*, depozite flişoide (kimmeridgian—hauterivian) *ps*, plan de şariaj.

De la nivelul localităţii Breaza de pe valea Moldovei, spre nord, se constată că deasupra dolomitelor, foarte probabil după o lacună de sedimentare, se dezvoltă calcare masive, fine, de culoare cenuşie pînă la albă. Pe alocuri ating grosimi care depăşesc 60—80 m. Constant, deasupra acestor calcare urmează un nivel de brecie, ale cărei elemente sînt furnizate aproape exclusiv de calcarele subiacente. Matricea acestei brecii este formată din gresii argiloase, de obicei avînd culoare roşie. Uneori, gresiile ajung la microconglomerate. În acestea se găsesc fragmente de *Entolium*. Este ceea ce am denumit nivelul de Tătarca, reprezentînd jurasicul mediu care repauzează transgresiv peste calcarele masive şi suportă jaspurile roşii. Rezultă că vîrsta calcarelor este mai nouă decît anisianul şî mai veche decît jurasicul mediu. Probabil că reprezintă ladinianul şi cel puţin o parte din triasicul superior.

Dacă faptele prezentate pînă acum aduc lămuriri preţioase pentru multe probleme de ordin stratigrafic, ivirile de depozite triasice de la vest de sinclinalul principal, ca cele de pe valea Putnei şi din zona Iacobeni au o deosebită semnificaţie tectonică.

Pe valea Putnei, la nord-vest de Pojorîta (fig. 2), de o parte şi de alta a firului apei, începînd de la confluenţa cu valea Timişului, pe distanţa de 1 km în aval, apar depozite triasice de tipul celor din sinclinalul principal. Cea mai mare dezvoltare o au dolomitele cu aspectul caracteristic, cunoscut din sinclinalul Rarău. Peste acestea urmează jaspurile roşii,

întru totul asemănătoare cu cele de la Pojorîta. Contactul între dolomite şi jaspuri este foarte net. Deasupra jaspurilor se dezvoltă o serie flişoidă, reprezentată prin gresii vinete stratificate, cu intercalaţii de argile şistoase. Acestea sînt cel puţin în parte echivalentul depozitelor care se întîlnesc pe Izvorul Alb, urmînd deasupra dolomitelor de la Piatra Buhă, de vîrstă kimmeridgian—hauteriviană. Depozitele apar pe fundul văii, mărginite de versanţi înalţi, alcătuiţi din şisturi cristaline. Între acestea din urmă şi formaţiunile sedimentare sînt relaţii tectonice, în sensul că şisturile cristaline au o poziţie anormală.

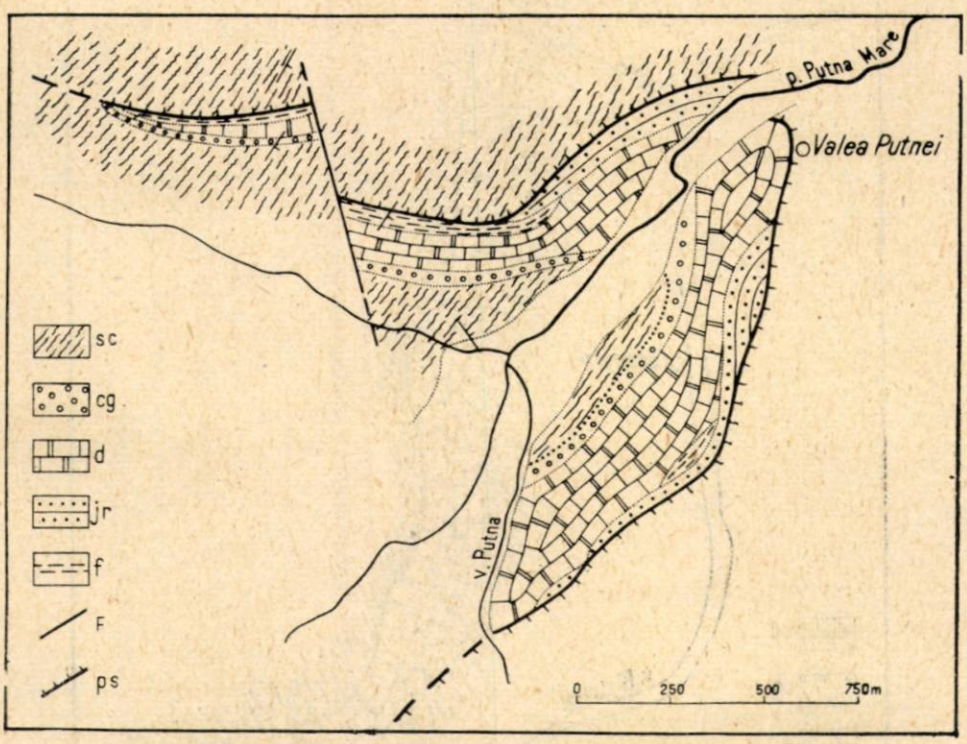


Fig. 3. — Ivirea de depozite triasice de la Valea-Putnei (sat).

sc, Şisturi cristaline; *cg*, conglomerate (werfenian); *d*, dolomite masive (werfenian superior—anisian); *jr*, jaspuri roşii (callovian—oxfordian); *f*, depozite flişoide (kimmeridgian—hauterivian); *F*, falie; *ps*, plan de şariaj.

În satul Valea-Putnei (fig. 3) se întîlneşte din nou succesiunea depozitelor triasice, începînd de la conglomerate pînă la seria flişoidă, inclusiv. Conglomeratele stau normal pe şisturi cristaline, iar seria flişoidă suportă, la rîndul ei, formaţiuni cristalofiliene.

O altă ivire de depozite triasice se întîlneşte în regiunea Iacobeni (fig. 4), care se poate urmări continuu din pîrîul Feru, pînă la est de pîrîul Puciosu, traversînd apoi valea Bistriţei. Depozitele încep cu conglomerate care repauzează pe şisturi cristaline. Pe alocuri se întîlnesc gresii şi şisturi roşii argiloase, violacee, identice cu depozitele care ocupă aceeaşi poziţie în sinclinalul Rarăului, motiv pentru care li se atribuie vîrsta werfeniană. Deasupra conglomeratelor urmează calcare dolomitice, stratificate, de culoare închisă pînă la neagră care trec spre partea superioară la dolomite masive. Calcarele dolomitice din bază nu au nimic comun cu calcarele de Guttenstein cum s-a susţinut în unele lucrări (6), ci mai curînd nivelul

stratificat din bază, care urmează deasupra conglomeratelor, corespunde nivelului de Asodul-Mare, întîlnit şi în sinclinalul Rarăului cu o dezvoltare identică şi în care s-a găsit şi faună. În unele puncte, deasupra dolomitelor, s-au găsit calcare masive, uneori cu aspect zaharoid, de tipul celor care se întîlnesc în sinclinalul Rarăului, de la Breaza spre nord, şi

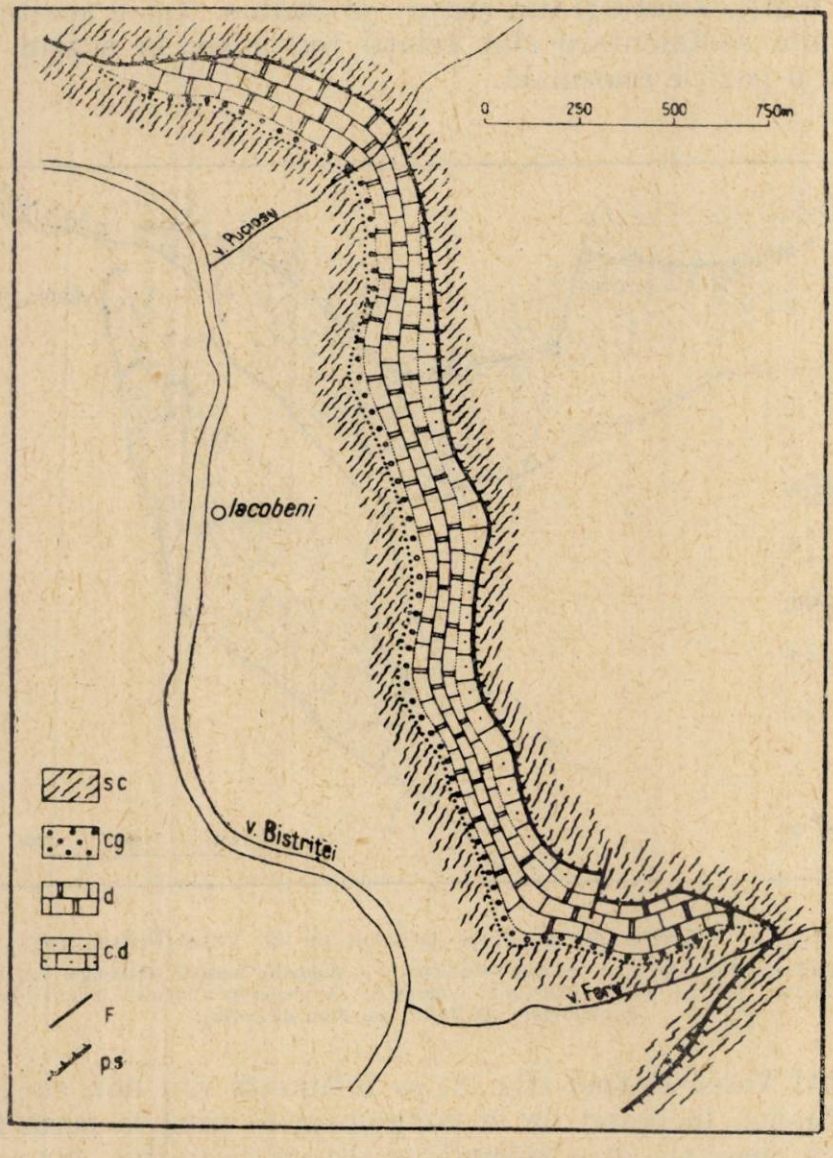


Fig. 4. — Ivirea de depozite triasice de la Iacobeni.
sc, Şisturi cristaline; *cg*, conglomerate, gresii şi şisturi argiloase roşii (werfenian); *d*, dolomite (werfenian superior—anisian); *cd*, calcare detritice (dogger); *F*, falie; *ps*, plan de şariaj.

care am văzut că aparţin, în bună parte, triasicului superior. Pe povîrnişul care urcă de la confluenţa pîrîului Feru cu Bistriţa spre NE, deasupra dolomitelor urmează calcare detritice, bine stratificate, cu înclinări constante spre est. Aceste depozite sînt foarte asemănătoare cu calcarele detritice din Culmea Măgura Oblînc—Tarniţa. De fapt şi la Iacobeni acestea conţin resturi fosile însă nedeterminabile. Ele aparţin foarte probabil jurasicului mediu şi înclină spre est, plonjînd sub şisturile cristaline epi-

zonale. La contactul dintre calcarele detritice şi şisturile cristaline se întîlneşte o brecie cu multe elemente de cristalin. Conglomeratele din bază repauzează pe şisturi cristaline mezozonale. Este evident că şi aici, ca şi pe valea Putnei, depozitele mezozoice suportă tectonic şisturi cristaline.

De remarcat că triasicul din zonele indicate (Valea-Putnei şi Iacobeni) este dezvoltat în acelaşi facies ca şi în sinclinalul, Rarăului, încît nu poate fi vorba de locul de origine al triasicului din klippe, cum s-a presupus (16).

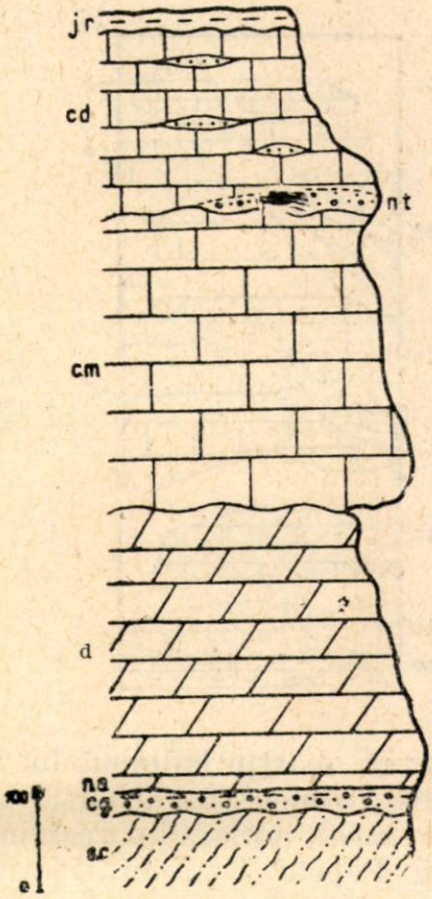


Fig. 5. — Coloana stratigrafică a depozitelor antecretacice autohtone.

sc, Şisturi cristaline; *cg*, conglomerate, gresii şi şisturi argiloasă (werfenian); *ns*, calcare dolomitice stratificate — nivelul de Asodul-Mare (werfenian superior); *d*, dolomite masive (werfenian superior — anisian); *cm*, calcare masive (ladinian — carnian — norian); *nt*, brecii, gresii calcaroase şi argile roşii — nivelul de Tătarca (dogger); *cd*, calcare masive detritice cu epizoade grezoase (dogger); *jr*, jaspuri roşii (callovian — oxfordian).

În urma celor expuse şi ţinînd seama de datele anterioare, cunoştinţele asupra depozitelor mezozoice antecretacice din compartimentul nordic al sinclinalului marginal extern pot fi rezumate în felul următor:

Pe flancurile sinclinalului sînt dezvoltate o serie de depozite autohtone reprezentate prin conglomerate, gresii silicioase şi şisturi argiloase roşii (werfenian), în continuare se dezvoltă dolomite (werfenian superior — anisian), de obicei masive, avînd în bază nivelul de Asodul-Mare cu *Pecten discites* şi *Myophoria costata*. Deasupra dolomitelor urmează calcare masive (ladinian — carnian — norian).

Jurasicul autohton este reprezentat prin nivelul de Tătarca, calcarele detritice spatice de tipul celor din Culmea Măgura Oblînc—Tarniţa şi jaspurile roşii (fig. 5).

Atît calcarele jurasicului mediu, cît şi jaspurile roşii urmează transgresiv, aşezîndu-se pe un paleorelief; aşadar între triasic şi jurasic, ca şi

între jurasicul mediu şi jurasicul superior se înscriu lacune de sedimentare însoţite de faze de intensă eroziune.

Pe lîngă triasicul şi jurasicul în faciesul menţionat, a căror origine autohtonă este evidentă, se întîlnesc depozite antecretacice de faciesuri deosebite, alcătuind elementul alohton în această regiune. Astfel ,pe Valea Seacă sînt menţionate stratele de werfen (21), fosilifere. Calcarele de Guttenstein de pe pîrîul Cailor (18) şi pîrîul Plaiul Ioanei reprezintă anisianul. Calcarele roşii din împrejurimile Pojorîtei (10), (15) conţinînd o bogată

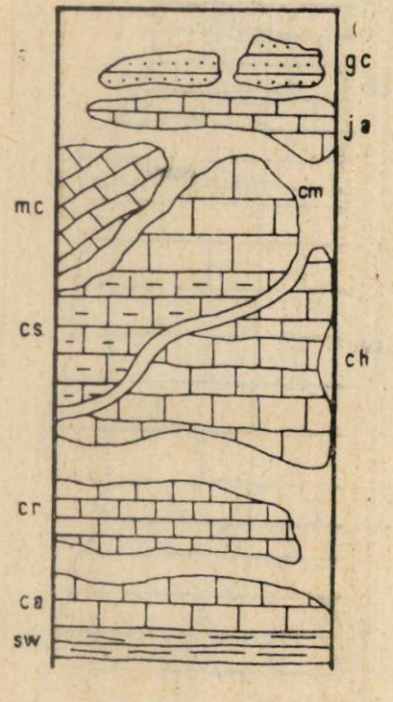


Fig. 6. — Coloana stratigrafică a depozitelor antecretacice alohtone.

sw, Stratele de Werfen (werfenian superior); *ca*, calcare de Guttenstein (anisian); *cr*, calcare roşii fosilifere (ladinian); *ch*, calcare de Hallstatt (ladinian?–carnian–norian); *cs*, calcare cu accidente silicicase (ladinian?–carnian); *mc*, marno–calcare (nonian); *cm*, calacre masive (carnian–norian); *ja*, calcare roşii (liasic în facies de Adneth); *gc*, gresii calcaroase şi calcare detritice (domerian–aalenian).

faună aparţin ladinianului şi carnianului, iar calcarele de Hallstatt de pe pîrîul Timen[6] sînt de vîrstă carniană şi, în parte, noriană. Tot carnianului şi, eventual, norianului aparţin calcarele din klippa de pe pîrîul Malului, cele din Popchii Rarăului, Piatra Zimbrului şi de la Izvorul-Rece, la care se mai adaugă marno-calcarele cu *Monotis salinaria* de pe Izvorul Alb (16). Tot în rîndul elementelor alohtone trebuie considerate calcarele roşii fosilifere (liasicul în facies de Adneth), gresiile cu *Ludwigia murchisonae*[7] de pe pîrîul Malului, ca şi calcarele nisipoase de vîrstă domeriană, toarciană şi aaleniană menţionate în diverse puncte[8] (fig. 6).

Aceste elemente exotice apar în poziţii foarte variate, de cele mai multe ori blocuri sau olistolite, prinse în masa argiloasă a depozitelor cretacice de tip wildflysch, de vîrstă barremian — albian inferioară (13). În foarte puţine cazuri se întîlnesc ca lambouri (Izvorul-Rece).

---

[6] V. Mutihac, *Op. cit.*

[7] V. Mutihac şi colab., *Op. cit.*

[8] a. I. Turculeţ, *Asupra prezenţei unei faune aaleniene de amoniţi în cuveta Rarău*, Comunicare la Sesiunea ştiinţifică a Univ. „Al. I. Cuza", Iaşi, 1965.

b. I. Stănoiu, *Contribuţii la cunoaşterea liasicului şi aalenianului din materialul exotic asociat depozitelor de tip wildflysch din sinclinalul Rarăului*, Comunicare Inst. geol., februarie, 1966.

Fig. 7. și 8. — *Halobia bukovinensis* Kittl. (Izvorul Malului).
Fig. 9 și 10. — *Halobia styriaca* (Mojs.) (Izvorul Malului).
Fig. 11. — *Halobia falax* Mojs. (Izvorul Malului).

Fig. 12. — *Ludwigia murchisonae* (Sow.) (Izvorul Malului).
Fig. 13. — *Camptonectes lens* Sow. (vîrful Tarniţa).
Fig. 14. — *Halobia* cf. *tropitum* Kittl. (Piatra Zimbrului).
Fig. 15. — *Entolium demissum* Phill.
Fig. 16. — *Entolium* aff. *renevieri* Oppel (vîrful Tarniţa).
Fig. 17. — *Halobia breuningiana* Kittl. (Popchii Rarăului).

Atît triasicul, cît şi jurasicul alohton, cînd vin în contact cu depozitele antecretacice autohtone, totdeauna stau deasupra jaspurilor roşii, neîntîlnindu-se niciodată triasic sau jurasic de acest tip în succesiune normală deasupra dolomitelor.

Existenţa triasicului şi a jurasicului de un alt facies decît cel cunoscut pe flancurile sinclinalului, prins în wildflysch dar mai ales raporturile tectonice surprinse la Izvorul-Rece sînt argumente care pledează în favoarea ideii existenţei în Rarău a unei suprapuneri de faciesuri sincrone, heteropice, situaţie care se datoreşte fără îndoială unor fenomene tectonice de amploarea pînzelor. Existenţa unor pînze de şariaj în Rarău a fost susţinută de V. Uhlig (20) şi I. Popescu-Voiteşti (17); D. M. Preda şi M. Ilie (18) au susţinut existenţa pînzelor de decolare. Gr. Popescu şi D. Patrulius (16) admit şi ei o deplasare gravitaţională. Autorul a formulat în cîteva note anterioare (11), (13), ca ipoteză de lucru, ideea că în Rarău ar fi o succesiune normală a depozitelor antecretacice, iar klippele ar reprezenta resturile cuverturii mezozoice antecretacice scăpate de eroziunea de la sfîrşitul jurasicului, pe care cretacicul în facies de wildflysch le acoperă ca o mantie, mulînd un paleorelief. Această ipoteză însă nu şi-a găsit o confirmare faptică, mai ales după ce s-a demonstrat vîrsta jurastică a jaspurilor roşii şi situaţia tectonică de la Izvorul-Rece.

Tot în ultimii ani, M. Ilie (8), (9) admite în Rarău o succesiune normală a depozitelor triasice şi jurasice şi contestă existenţa unei pînze de decolare, argumentînd că suprapunerea faciesurilor sincrone ale triasicului nu corespunde realităţii, ci unor confuzii stratigrafice. Acelaşi autor aduce ca argumente în sprijinul ideii unei structuri normale faptul că nu s-au identificat raporturi de suprapunere anormală şi că superpoziţia considerată tectonică dintre diversele serii cristaline nu ar fi pe deplin demonstrată, întrucît nu se cunosc formaţiuni sedimentare între diferitele unităţi de şisturi cristaline, aşa cum de exemplu se constată în Carpaţii Meridionali (pînza getică).

Datele de ordin stratigrafic, acumulate în ultimul timp, privind depozitele antecretacice, care au dus la stabilirea succesiunii stratigrafice a acestora, fac ca renunţarea la schema stratigrafică propusă de M. Ilie să devină necesară.

Situaţia de la Izvorul-Rece reprezintă tocmai una dintre suprapunerile anormale necesare, după autorul menţionat, pentru a susţine structura în pînză. Mai mult, atît pe valea Putnei, cît şi la Iacobeni, depozitele mezozoice au o poziţie foarte semnificativă, sugerînd uneori contururi de fereastră tectonică. La Iacobeni, depozitele mezozoice sînt prinse între două serii cristaline deosebite, mezozonă în bază şi epizonă în superpoziţie tectonică. Pe valea Putnei, lucrurile nu sînt atît de clare însă este cert că diverse grupe de şisturi cristaline sînt în superpoziţie anormală, aceasta constituind un argument hotărîtor pentru a demonstra suprapunerea tectonică a două serii cristaline. Cu privire la interpretarea care se dă acestei situaţii sîntem tentaţi să sugerăm o altă părere decît cea expusă în ultimul timp, care admite un şariaj de la est către vest (6), retroşariaj[9]. Faptul că în unele zone se găsesc contacte tectonice unde

[9] I. Bercia şi colab., *Unităţile tectonice, structura şi stratigrafia formaţiunilor metamorfice din zona cristalino-mezozoică a Munţilor Bistriţei*, Comunicare Inst. geol., februarie 1966.

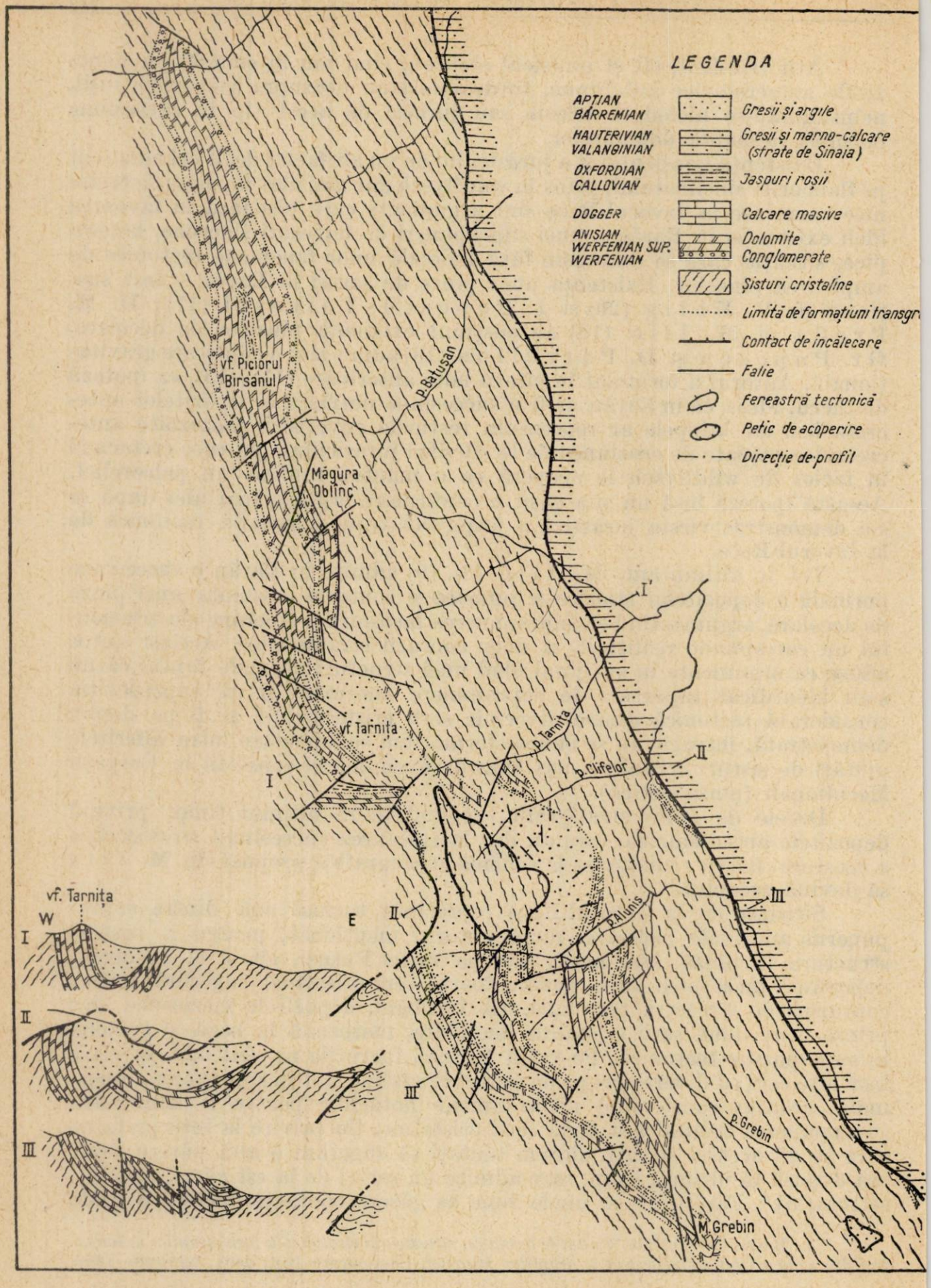


Fig. 18. — Harta geologică a terminației sudice a sinclinalului Rarăului.

diversele unităţi arată vergenţă vestică nu ne dă dreptul să susţinem că şariajul care a adus în superpoziţie anormală diverse unităţi ale şisturilor cristaline s-a petrecut în mod obligatoriu de la est către vest. Însuşi contactul dintre zona cristalino-mezozoică şi flişul intern (linia central-carpatică) arată adesea vergenţa vestică, deşi încălecarea de la vest către est este de netăgăduit.

Presupunem că fenomenul tectonic major care a dus la încălecarea diverselor serii cristaline, prinzînd între ele depozite mezozoice, s-a produs de la vest către est. Aceasta este de vîrstă mezocretacică şi nu prealpină cum susţine I. B e r c i a şi colaboratori dat fiind că sub planul de şariaj sînt prinse şi depozite cretacic inferioare. Vergenţele vestice care se observă se datoresc unor cutări mai vechi (prealpine) sau sînt fenomene secundare, de cele mai multe ori „cute à rebours", eventual ulterioare şariajului principal.

Se poate presupune că masa de şisturi cristaline şariată dinspre vest s-a deplasat cu cuvertura sa mezozoică (triasic de tip transilvan), care apoi, prin decolare, a alunecat peste zona sinclinalului marginal extern, înainte de depunerea calcarelor în facies urgonian. În timpul sedimentări wildflyschului, în cea mai mare parte, această pînză a fost fragmentată şi resedimentată, resturile ei apărînd astăzi ca elemente exotice în masa formaţiunii de wildflysch.

Indiferent însă de situaţia tectonică a şisturilor cristaline, care se pare că încă nu este lămurită, triasicul şi jurasicul care apar ca blocuri exotice, în umplutura sinclinalului marginal extern reprezintă un mezozoic a cărui origine trebuie căutată undeva spre vest, poate în domeniul transilvan, de unde a fost transportat pe cale tectonică, în timpul mişcărilor mezocretacice. Unele blocuri de calcare conglomeratice roşii, fosilifere, identificate pe flancul vestic al cristalinului (la Glodu), socotite de vîrstă jurasică (14), sînt oarecum un indiciu în acest sens.

Structura în pînză care se conturează din ce în ce mai clar în Rarău duce la presupunerea că o situaţie oarecum similară trebuie admisă pentru întregul sinclinal marginal extern şi chiar pentru toată zona cristalino-mezozoică, idee care corespunde în mare cu vederile lui V. U h l i g (20).

BIBLIOGRAFIE

1. Atanasiu I., *Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheşului*, An. Inst. geol. Rom., 1928, **XIII.**
2. Athanasiu S., *Geologische Beobachtungen in der nordmoldauischen Karpathen*, Verh. d. Geol. R.A., 1899, **XLIX.**
3. Băncilă I., *Studiul geologic al Munţilor Hăghimaş — Ciuc (Carpaţii Orientali)*, An. Inst. geol. Rom., 1940, **XXI.**
4. — *Geologia Carpaţilor Orientali*, Bucureşti, 1958.
5. Băncilă I. şi Papiu V., *Jaspurile triasice de la Pojorîta — Bucovina*, Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., Secţiunea de şt. biol., agron., geol. şi geogr., 1953, **5**, *4*.
6. Dimitrescu Radu, *Observaţii privind depozitele mezozoice şi tectonica regiunii Iacobeni*, S.S.N.G., 1960.
7. Kräutner Th., *L'extrémité sud de la cuvette marginale mésozoïque de la Bucovine*, C.R. Inst. géol. Roum., 1933, **XIX** (1930—1931).
8. Ilie M., *Cercetări geologice în regiunea Rarău — Cîmpulungul Moldovei — Pîrîul Cailor*, An. Com. geol., 1957, **XXX.**
9. — *Munţii Apuseni şi masele mediane dinarido-carpatice*, Congresul V al Asociaţiei carpato-balcanice, Bucureşti, 1963, secţia a III-a, **IV.**

10. Mojsisovics E., *Über einige neue Funde von Fossillien in der Ostkarpathen*, Verh. d. Geol. R.A., 1879.
11. Mutihac V. şi Mirăuţă Elena, *Observaţiuni asupra Triasicului din Rarău*, Dări de seamă Com. geol., 1964, **L**, partea a II-a.
12. Mutihac V., *Consideraţii asupra doggerului din sinclinalul marginal (Rarău — Breaza)*, St. şi cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, 1965, **10**, *1*,
13. Mutihac V. şi Bratu Elena, *Fazies und Alter der Ablagerung aus dem Nördlichen Abschnitt der Ostkarpatischen Aussenrandmulde*, VII-ème Congrès Assoc. géol. Carpato-Balkanique, Sofia, 1965, partea a II-a.
14. Mutihac V., *Observaţii geologice şi paleontologice la Glodu (Moldova)*, St. şi cerc. geol., 1959, **IV**, *2*.
15. Paul C. M., *Grundzüge der Geologie der Bukowina*, Jahrbs. Geol. R. A., 1876, **XXVI**.
16. Popescu Gr. şi Patrulius D., *Stratigrafia Cretacicului şi a klippelor exotice din Rarău (Carpaţii Orientali)*, An. Com. geol., 1964, **XXXIV**, partea a II-a.
17. Popescu-Voiteşti I., *Exposé synthétique sommaire sur la structure des régions carpathiques roumaines*, Rev. Muz. geol. Univ. Cluj, 1929, **III**.
18. Preda D. M. et Ilie M., *Nouvelles contributions à la géologie de la cuvette externe des Carpates de Bucovine*, C.R. Inst. géol. Roum., 1940, **XXIV**.
19. Tănăsescu Fl., Pitulea G. şi Bancilă F., *Cercetări geologice în regiunea cuprinsă între văile Gemenea şi Greben*, Dări de seamă Inst. geol., 1964, **XLIX** (1961—1962), partea a II-a.
20. Uhlig V., *Bau und Bild der Karpathen*, Viena, 1903.
21. — *Das Vorkommen der Werfener Schieffer in Valea Seacă bei Kimpolung in der Bukowina*, Mitt. Geol. Ges., 1910, **III**.

Institutul de geologie al Comitetului de Stat al Geologiei.

Primită în redacţie la 14 aprilie 1966.

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA FORMAȚIUNILOR PALEOZOICE DIN PARTEA SUDICĂ A MUNȚILOR MĂCINULUI *

DE

O. MIRĂUȚĂ

55(05)

În Munții Măcinului sînt cunoscute depozitele siluriene cu metamorfism incipient și depozitele devonian inferioare, fosilifere. Formațiunile presiluriene sînt metamorfozate regional și constau dintr-o serie filito-cuarțitică și o serie vulcanogenă bazică, cu șisturi verzi, roci porfirogene, amfibolite etc. Metamorfismul acestor serii are o vîrstă hercinică ; intruziunile acide, deosebit de frecvente, au aceeași vîrstă. În Orliga apar însă șisturi mezometamorfice caledoniene.
Studiul microtectonic al depozitelor siluriene și al șisturilor cristaline arată o afundare axială sudică a structurilor. Rocile prezintă două generații de clivaje.

INTRODUCERE

Cercetările noi din paleozoicul Dobrogii de nord au pus în evidență existența silurianului și a devonianului mediu și superior (9). Din lucrările mai vechi se cunoaște devonianul inferior (1) și formațiunea de Carapelit, atribuită carboniferului și permianului. Formațiunile mai vechi decît silurianul sînt metamorfozate regional în facies mezo- și mai ales epizonal. În lucrarea aceasta prezentăm cîteva observații referitoare la constituția petrografică și la succesiunea stratigrafică a acestor formațiuni cristalofiliene. Observațiile noastre privesc partea sudică a Munților Măcinului (regiunea Cerna — Balabancea), unde șisturile cristaline apar de sub depozite siluriene și devoniene fosilifere (fig. 1).

În partea sudică a Munților Măcinului, șisturile cristaline apar în nucleul anticlinalelor Megina și Taița (Boclugea). În Megina, R. P a s c u

* Lucrare publicată și în „Revue roumaine de Géologie, de Géophysique et de Géographie — Série de Géologie", 1966, **11**, *2*, p. 203 (în limba franceză).

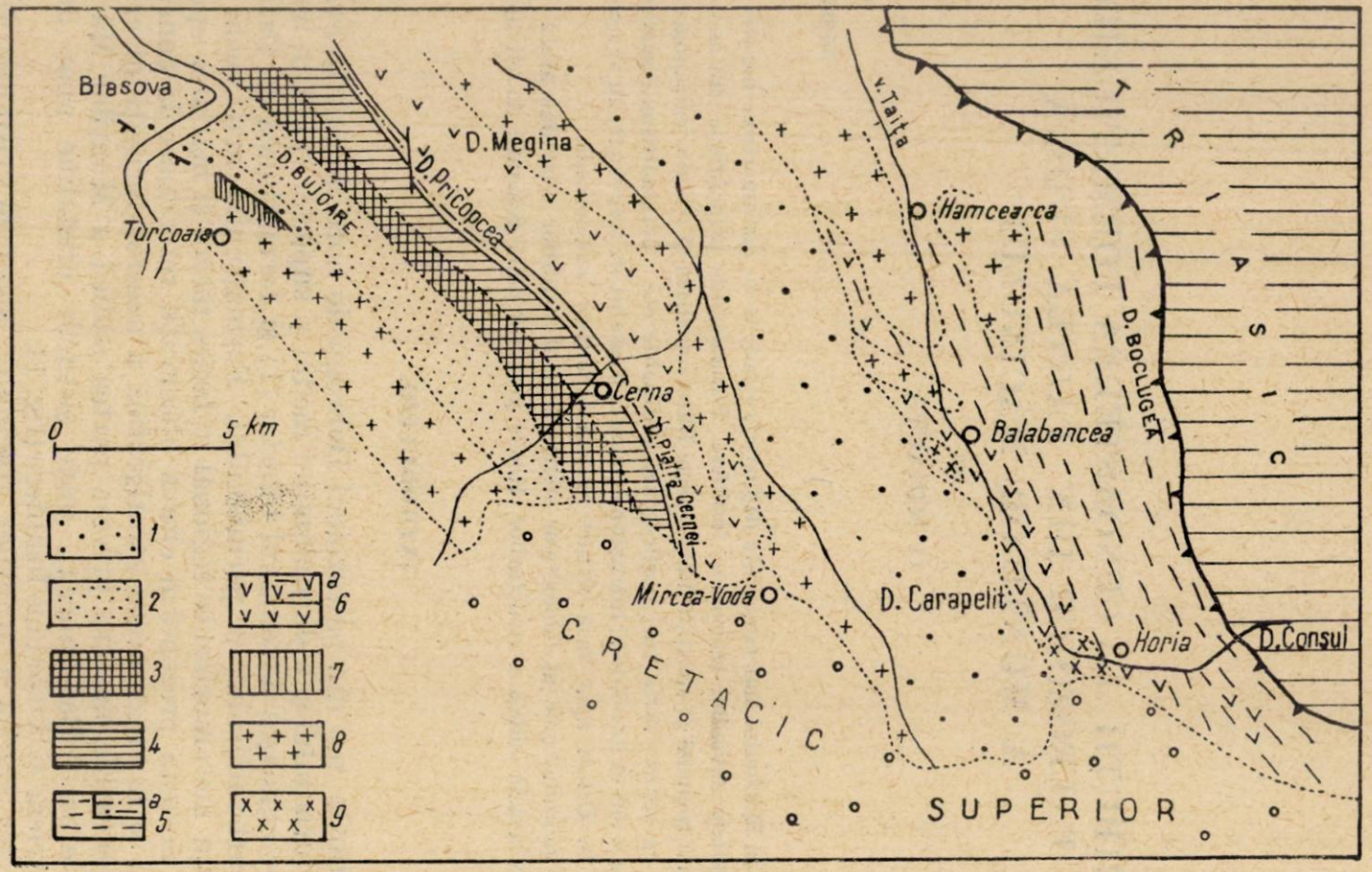


Fig. 1. — Schița geologică a părții de sud a Munților Măcinului.

1, Formațiunea de Carapelit; *2*, coblenzian; *3*, gedinnian; *4*, silurian; *5*, seria filito-cuarțitică (*5a*, cuarțitele de Priopcea); *6*, seria rocilor verzi bazice (*6a*, complexul vulcanogen-sedimentar); *7*, precambrian superior (formațiunea șisturilor verzi); 8, granite; *9*, gabbrouri.

(14) citează șisturi amfibolice, iar în Boclugea, cuarțite și filite. G. Murgoci (12) și D. Rotman (16) au considerat că aceste șisturi cristaline reprezintă depozite devoniene care au suferit un metamorfism de injecție la contactul cu masivele granitice. În același timp, G. Murgoci își punea problema apartenenței șisturilor cristaline precambrianului. D. Giușcă (2) a separat o serie cristalină mezozonală în Orliga și o altă serie de cuarțite și filite în Bugeac (3).

Unele observații cu privire la șisturile cristaline din Megina se găsesc în lucrările lui Șt. Remus [1], care menționează și existența unei falii pe versantul estic al Culmii Priopcea, între șisturile cristaline și depozitele devoniene. Într-o lucrare anterioară (8) am distins în aceste șisturi cristaline o serie inferioară, mezometamorfică, și o serie superioară, epimetamorfică, acoperite de șisturi slab metamorfice, siluriene. Ambele serii metamorfice propriu-zise au fost atribuite paleozoicului inferior (cambrian și ordovician).

V. Ianovici și D. Giușcă (5) au repartizat șisturile cristaline din Bugeac și Boclugea faciesului de șisturi verzi, iar pe cele din Orliga și Megina, faciesului amfibolitelor cu epidot. Ambele serii au fost atribuite precambrianului.

SUCCESIUNEA STRATIGRAFICĂ

A. FORMAȚIUNI METAMORFICE PRESILURIENE

În cadrul formațiunilor metamorfice presiluriene se individualizează mai întîi o serie alcătuită din depozite predominant sedimentogene, slab metamorfozate (epimetamorfice). Această serie are răspîndirea cea mai mare în Munții Măcinului și a fost descrisă de noi sub denumirea de seria filito-cuarțitică sau seria de Boclugea. Denumirea provine de la Dealul Boclugea, situat la nord de localitatea Horia, unde filitele și cuarțitele sînt bine dezvoltate (8).

Formațiuni cristaline cu un metamorfism mai pronunțat și cu o poziție stratigrafică inferioară apar în nucleul anticlinalelor Megina și Orliga. După constituția petrografică, șisturile cristaline din Megina, predominant vulcanogene, sînt deosebite de cele din Orliga. Faciesul metamorfic de asemenea diferă, în Orliga fiind rocile cele mai metamorfozate și mai vechi din Dobrogea de nord.

Șisturile cristaline din Orliga — Sărărie sînt constituite din cuarțite, micașisturi cu epidot, amfibolite cu epidot și amfibolite cu granați, injectate cu granite și pegmatite (3), (5). Din observațiile noastre reiese că aici putem deosebi un orizont inferior de micașisturi și altul superior de cuarțite micacee, separate printr-un pachet de amfibolite.

Anticlinalul cu șisturi cristaline de la Orliga se afundă axial spre SE, astfel că mai la sud de orașul Măcin nu mai apar la zi șisturi mezometamorfice de acest tip. Mai la nord, ele au fost însă întîlnite în foraje, sub depozitele neogene, în promontoriul nord-dobrogean de la nord de Galați (4).

Șisturile mezometamorfice din Orliga — Sărărie formează o ivire izolată, înconjurată de depozite loessoide, astfel că nu se pot observa

[1] Șt. Remus, *Raport asupra cartării geologice a Masivului Greci*, Arh. Com. geol., 1958.

raporturile cu celelalte formațiuni cristaline din Dobrogea. Numai în sectorul Cheia — Vițelaru, de la NE de orașul Măcin, șisturile de Orliga vin în contact direct cu un complex de șisturi argiloase cenușii-negricioase, cuarțite și calcare cenușii, similare depozitelor devonian inferioare din Bujoare (9). Aceste ultime depozite nu sînt metamorfozate regional, fiind însă cornificate la contactul cu granitul de Pricopan. De aici putem trage concluzia că metamorfismul seriei de Orliga este mai vechi decît devonianul și că granitul de Pricopan este cu certitudine hercinic, deoarece străbate și metamorfozează la contact depozitele devoniene.

Seria de Orliga provine din metamorfozarea unor depozite sedimentare de tipul șisturilor argiloase și a gresiilor cuarțoase ; numai amfibolitele trebuie considerate ca ortoroce.

După cum am arătat, în partea sudică a Munților Măcinului nu mai apar la zi roci de acest tip. Frecvente sînt aici șisturile epimetamorfice care formează o stivă groasă de peste 700 m. Partea superioară a acestei stive cuprinde mai ales roci sedimentogene, filite și cuarțite (seria filito-cuarțitică), iar la partea inferioară apar tot mai frecvent intercalații de roci verzi, diabazice. În nucleul anticlinalului Megina se individualizează o serie constituită aproape numai din asemenea roci verzi diabazice (metabazite). Metamorfismul este aici relativ mai ridicat, astfel că apar șisturi amfibolice și amfibolite. După poziția stratigrafică și gradul de metamorfism, această serie vulcanogenă bazică din Megina se încadrează, în succesiunea stratigrafică, între seria de Orliga, mezometamorfică, și seria filito-cuarțitică, epimetamorfică. Ea este metamorfozată în faciesul șisturilor verzi și în faciesul amfibolitelor cu epidot.

Seria rocilor bazice verzi

Această serie cuprinde un complex de amfibolite, bine dezvoltate în Megina, la est de Cerna și la nord de Mircea-Vodă, și un complex de șisturi verzi, care apar mai ales pe versantul estic al Culmii Priopcea — Piatra Cernei (fig. 1). Grosimea vizibilă a seriei depășește 300 m.

Seria rocilor verzi sau seria de Megina provine din metamorfozarea unor curgeri de lave și a unor corpuri subvulcanice bazice, cu intercalații subordonate de tufuri porfirice și roci sedimentare pelito-psamitice. Proporțional, componentele bazice depășesc 70% din volumul întregii serii. Rocile cele mai frecvente sînt următoarele : amfibolite și șisturi verzi, apoi șisturi amfibolice, metagabbrouri, metadiorite, roci albe porfirogene, șisturi cuarțito-sericitice sau muscovitice, șisturi sericitice, șisturi micacee cu muscovit și biotit. Ultimele trei tipuri, de origine sedimentară, sînt mai puțin frecvente.

În apropierea contactului cu granitele de Megina — Mircea-Vodă, metamorfismul rocilor este relativ mai pronunțat (12), (16). Șt. Remus[2] menționează în această zonă micașisturi cu două mice, micașisturi cu granați și cu porfiroblaste de microclin și albit, gnaise și migmatite. Rocile verzi sînt străpunse de numeroase filoane și dckeuri de granite.

Amfibolitele din seria rocilor verzi sînt șistoase, de obicei rubanate și conțin hornblendă verde-albăstruie, plagioclazi (albit), apoi cuarț,

[2] *Op. cit.*

epidot, titanit etc. G. Murgoci a arătat că aceste amfibolite provin din metamorfozarea unor diorite, gabbrouri și diabaze. D. Rotman (16) a susținut că ele provin din filite calcaroase metamorfozate. Această presupunere nu pare însă întemeiată.

Destul de răspîndite sînt șisturile amfibolice cu amfibolii dispuși în prisme și mănunchiuri („Amphibolgarbenschiefer"), care sînt menționate și de cercetătorii mai vechi (12), (16), și mai ales șisturile verzi cloritoase, diabazice. Acestea din urmă au o textură șistoasă, uneori rubanată și sînt constituite din clorit pleocroic, piroxeni, albit, epidot, actinot, cuarț, uneori calcit, spinel și oxizi de fier.

Rocile albe porfirogene formează intercalații groase de 10 cm pînă la 6 m, uneori și mai mult, cuprinse între pachete groase de roci verzi (amfibolite și mai ales șisturi verzi). Sub microscop, masa de bază a rocii este constituită dintr-o matrice microcristalină de cuarț, plagioclazi, sericit, clorit și uneori pirită cubică. Porfiroblastele constau din cuarț, feldspați potasici sericitizați și plagioclazi. Caracterul tufogen pare dovedit de existența unor lamine micacee care alternează cu altele cuarțitice. Prin metamorfism. tufurile porfirice inițiale au devenit șisturi cuarțito-sericitice cu porfiroblaste de cuarț și feldspați.

La partea superioară a seriei, rocile bazice verzi cuprind intercalații tot mai frecvente de cuarțite, filite și chiar calcare, indicînd o continuitate de sedimentare cu seria filito-cuarțitică de deasupra. Complexul de tranziție între cele două serii cu roci vulcanogene și sedimentogene apare la est de Horia și în împrejurimile localității Balabancea.

La NV de Balabancea, conglomeratele din baza formațiunii de Carapelit stau transgresiv peste un pachet de metagabbrouri, șisturi verzi cloritoase, provenite din diabaze, asociate cu șisturi clorito-sericitice, șisturi cuarțitice și metagrauwacke. Șisturile clorito-sericitice sînt rubanate, cu lamine siltitice cu cuarț fin și lamine clorito-sericitice, frecvent gofrate.

Ceva mai la sud, în dreptul satului Balabancea, peste acest pachet urmează un alt pachet constituit dintr-o alternanță de șisturi cloritoase verzi (în parte tufogene), în strate de 10—15 m, și cuarțite albe, în bancuri de 3—6 m. Cuarțitele albe sînt constituite din granule de cuarț (peste 80%), puține granule de plagioclazi, cuburi de pirită și paiete de sericit. Au fost observate și intercalații de 10—20 cm de roci porfirogene cu fenocristale de plagioclazi acizi și de feldspați potasici sericitizați, prinse într-o matrice recristalizată de cuarț, feldspat, sericit și, uneori, sferolite. Aceste roci porfirogene sînt șistoase, rubanate și provin din metamorfozarea unor tufuri porfirice.

La est de Horia sînt cuarțite albe în alternanță cu șisturi verzi cloritoase, iar lîngă satul Cloșca sînt iviri de metagrauwacke verzi, în strate de 2—3 m, asociate cu șisturi verzi diabazice (spilite) și cu șisturi sericitice cenușii. Metagrauwackele au o matrice clorito-sericitică și granule de cuarț, plagioclazi și cuburi de pirită. Roci similare (grauwacke și diabaze) au fost întîlnite la nord de Cataloi (10), unde prezintă afinități litologice cu precambrianul superior din Dobrogea centrală.

Pe malul drept al văii Taița, aproximativ la jumătatea distanței dintre Horia și Balabancea, apar roci verzi (metadiabaze și metagabbrouri) în care se intercalează pachete de 3—10 m de calcare cenușii deschis, în

plăci, foarte microcutate. Grosimea vizibilă a pachetului cu calcare este de peste 30 m. Calcare asemănătoare se găsesc și la sud de Balabancea, pe versantul estic al Dealului Coada Muchii.

În sfîrșit, șisturi verzi diabazice, asociate cu roci albe porfirogene au fost întîlnite pe malul lacului Jijila, la sud-vest de Garvăn și în Dealul Bechir Ceair de la nord de Camena. Șisturi verzi cloritoase din această serie, asociate uneori chiar cu roci porfiroide metamorfozate (sonda 17 Negrea), au fost întîlnite în forajele din promontoriul nord-dobrogean (nord de Galați). În același promontoriu s-au întîlnit și cuarțite și filite de tipul celor din seria filito-cuarțitică, dar mai ales micașisturi, gnaise și amfibolite de tipul seriei de Orliga, în facies mezozonal. Alți autori (4) au considerat că șisturile epimetamorfice din promontoriul Dobrogii de nord reprezintă formațiunea șisturilor verzi precambriane din Dobrogea centrală. Trebuie subliniat însă că precambrianul superior din Dobrogea centrală are trăsături litologice distincte, care nu au fost recunoscute aici.

În ansamblu, seria rocilor verzi reprezintă produsele unui magmatism inițial deosebit de dezvoltat, legat de primul stadiu de evoluție a fosei paleozoice nord-dobrogene. Intercalații subordonate de roci bazice se găsesc uneori interstratificate și în seria filito-cuarțitică de deasupra. Seria rocilor verzi, mai veche decît silurianul și decît cuarțitele și filitele (ordoviciene?) din Priopcea, aparține probabil cambrianului. Formarea fosei geosinclinale nord-dobrogene, însoțită de fracturi folosite drept căi de acces de către aceste magme bazice, a avut loc după orogeneza assyntică din Dobrogea centrală.

Roci verzi similare se cunosc în cambrianul din Caucazul Mare, masivul Dziroula, Sudeți și în alte catene. Cambrianul din Sudeți cuprinde un complex foarte gros de șisturi verzi diabazice, keratofire și porfiroide, asociate cu calcare (Lausitz) cu *Arheocyathidae* (19). Aici trebuie menționată de asemenea formațiunea diabaz-filitică din Balcani și probabil seria de Drăgșan din autohtonul Carpaților Meridionali (15).

Seria filito-cuarțitică

Concordant peste complexul vulcanogen-sedimentar cu roci verzi și cu filite și cuarțite care apare la Balabancea și la est de Horia, urmează o succesiune groasă de filite și de cuarțite, bine dezvoltată în Dealurile Boclugea și Islam. Filitele se dispun în pachete groase de mai mulți metri sau chiar zeci de metri, între care se intercalează bancuri de 2—6 m de cuarțite albe, slab sericitice. În mod subordonat se găsesc intercalații de șisturi verzi cloritice, tufogene.

Unele filite sînt cenușii, satinate, sericitice, cu lamine milimetrice siltitice, deschise la culoare. Alte filite sînt verzi, clorito-sericitice, fiind constituite mai ales din clorit, la care se adaugă sericit, cuarț fin, epidot, titan, rutil, uneori cuburi de pirită și oxizi de fier (mai ales hematit). Cuarțitele albe sînt masive sau șistoase, sericitice. Ele sînt alcătuite predominant (peste 80%) din cuarț inechigranular, cu aspect mozaicat și cu incluziuni de sericit, la care se adaugă granule de plagioclazi, paiete de sericit și pirită.

Creasta Priopcea — Piatra Cernei este formată dintr-un orizont gros de peste 200 m, caracterizat prin predominarea cuarțitelor față de filite și prin absența intercalațiilor de roci vulcanogene.

Cuarțitele de Priopcea formează bancuri groase de mai mulți metri, în care se intercalează pachete flișoide de cuarțite în strate subțiri (5—30 cm) și filite cenușii. Chiar în vîrful Priopcii, în apropiere de cota 400, filitele apar numai ca jointuri (interstrate) centimetrice între bancurile de 1—6 m de cuarțite.

Filitele din Priopcea — Piatra Cernei sînt cenușii, uneori cenușii-închis, alteori slab gălbui, satinate, și se aseamănă mult cu șisturile filitoase siluriene de pe versantul vestic al Culmii Priopcea. Cînd apar în strate subțiri (în pachetele flișoide), cuarțitele sînt cenușii și se aseamănă și ele cu cuarțitele cu crinoide și tentaculiți intercalate în șisturile siluriene. Cuarțitele masive sînt albe sau alb-gălbui.

Cuarțitele cenușii sînt fin granulate, cu laminație paralelă și mai rar cu o laminație oblică de curent la partea superioară a stratului. Sub microscop se observă, în afara granulelor de cuarț cu contururi suturate, și paiete de sericit, clorit și, frecvent, granule de pirită.

Filitele cenușii sînt constituite din sericit și granule de cuarț, alungite pe șistozitate; aceasta din urmă coincide de obicei cu stratificația. Alternarea deasă a laminelor milimetrice siltitice, mai deschise la culoare, și a laminelor micacee, cenușii-închis, este și aici caracteristică.

Într-un pachet flișoid din capătul sudic al Culmii Piatra Cernei se găsesc cuarțite negre grafitoase, în strate subțiri, care au numeroase cuburi de pirită. Cuarțite negre, identice, sînt și în baza șisturilor siluriene, unde sînt asociate cu calcare negre ampelitice, cu entroce.

La contactul cu șisturile siluriene apare un banc (Piatra Cernei, Piatra Rîioasă) sau două (Priopcea) de cuarțite albe sau slab cenușii, cornoase, masive (10—20 m), pe care D. R o t m a n (16) le-a considerat ca filoniene. Aceste cuarțite par să provină, parțial, din silicolite (jaspuri) metamorfozate, recristalizate. Roca este constituită aproape în întregime din cuarț, foarte variat ca dimensiuni și formă; izolat apar sericit, rutil și oxizi de fier (fig. 2).

Elementele comune litologice (șisturile filitoase cenușii, satinate, cuarțitele cenușii, cuarțitele negre) și gradul apropiat de metamorfism sînt argumente în favoarea unei continuități de sedimentare și de metamorfism între cuarțitele de Priopcea (probabil ordoviciene) și șisturile filitoase siluriene (8). Cele două serii se deosebesc însă prin faptul că în una predomină cuarțitele, iar în cealaltă șisturile, schimbarea litologică fiind bruscă.

Cuarțitele de tip Priopcea apar de asemenea în capătul nordic al promontoriului Bugeac și în creasta Dealului Deolnic de la nord de Camena. Aceste cuarțite aparțin ordovicianului și se paralelizează cu gresiile cuarțoase care stau sub șisturile cu graptoliți din forajul de la Bordeiul-Verde.

B. FORMAȚIUNI PALEOZOICE SLAB METAMORFOZATE SAU NEMETAMORFOZATE

Depozitele siluriene, devoniene și carbonifere (formațiunea de Carapelit) din partea sudică a Munților Măcinului prezintă un metamorfism foarte slab (metamorfism incipient sau anchimetamorfism) sau sînt

nemetamorfozate. Deoarece ele nu fac obiectul acestei lucrări, vor fi numai menționate.

Depozitele siluriene de pe versantul vestic al Culmii Priopcea — Piatra Cernei sînt constituite dintr-o serie șistoasă cu grosimea de peste 500 m. În cadrul acestei serii se individualizează un orizont inferior de calcare negre, asociate cu cuarțite negre grafitoase, și un orizont superior de șisturi filitoase cenușii.

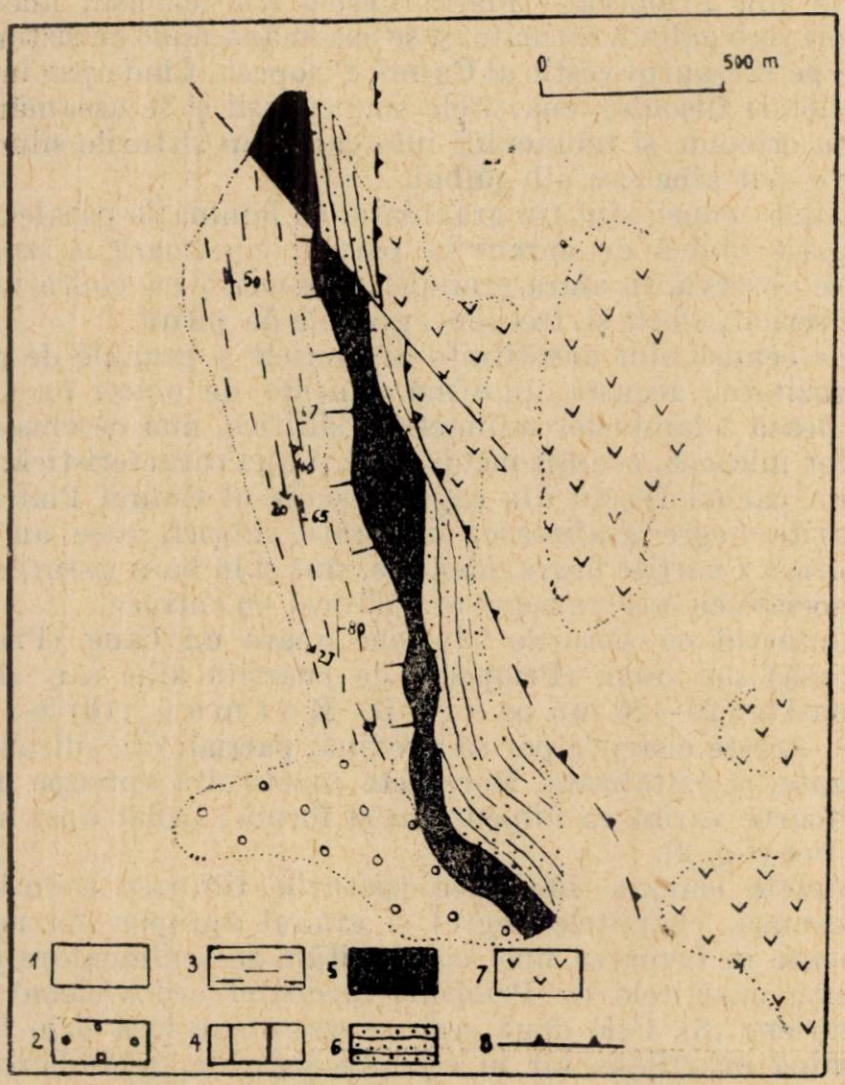


Fig. 2. — Schița geologică a Culmii Piatra Cernei.

1, Loess; *2*, cretacic superior; *3*, șisturi filitoase; *4*, calcare negre (*3* și *4*, silurian); *5*, cuarțite albe masive, cu laminări tectonice; *6*, cuarțite și filite; *7*, seria rocilor verzi bazice; *8*, falie.

În calcarele negre din Piatra Cernei, E. Mirăuță a identificat forma *Panderodus* sp., întîlnită din ordovician pînă în devonianul inferior.

Rocile sînt slab metamorfozate (anchimetamorfism) și conțin rare resturi organice (crinoide, tentaculiți, *Fenestella* și *Rastrites*). Există intercalații de roci bazice și uneori acide.

Deasupra urmează un pachet de calcșisturi gălbui, în care E. Mirăuță a găsit forma *Icriodus* cf. *woschmidti*, cunoscută numai din

gedinnianul inferior, apoi un orizont gros (300 m) de calcare (Muchea Lungă și Dealul Pleșuv), asociate de obicei cu cuarțite, care revine gedinnianului.

Depozitele coblenziene din Bujoare au un facies flișoid. În malul Dunării, la Igliță, aceste depozite sînt în contact tectonic cu calcarele cenușii gedinniene, care sînt în prelungirea celor din zona Muchea Lungă — Dealul Pleșuv.

Formațiunea de Carapelit are caractere tipice de molasă. Ea cuprinde un orizont bazal conglomeratic, discordant peste formațiunile mai vechi, peste care urmează o succesiune groasă de grauwacke asociate cu tufuri porfirice și gresii tufogene, grauwacke fine, siltite și șisturi cenușii sau slab violacee, cu intercalații subțiri de tufite diabazice (spilite). Formațiunea de Carapelit are probabil o vîrstă devonian superioară — carbonifer inferioară ; ea stă discordant peste depozite devonian inferioare la Bujoare și este cornificată la contact de granitele alcaline de la Iacobdeal (Turcoaia), care, după măsurătorile de vîrstă absolută ale lui N. D. Semenenko [3] au 290 de milioane de ani (carbonifer superior).

C. METAMORFISMUL ȘI MAGMATISMUL PALEOZOIC

După cum s-a arătat și mai sus, seria rocilor verzi (metabazite) este metamorfozată regional în facies de șisturi verzi și în faciesul amfibolitelor cu epidot. Seria de Orliga din subasment are un metamorfism mai pronunțat, mezozonal, iar seria filito-cuarțitică de deasupra este epimetamorfică (faciesul șisturilor verzi) (5). Șisturile filitoase siluriene care stau peste seria filito-cuarțitică prezintă un metamorfism foarte slab, incipient (anchimetamorfism), de tranziție către rocile sedimentare *s.str.*

Astfel, în Munții Măcinului sînt indicații că rocile epimetamorfice trec gradat la rocile slab metamorfozate, siluriene, de deasupra. Metamorfismul s-a dezvoltat mai intens în nucleul paleozoic inferior al orogenului și mai slab în cuvertura lui siluro-devoniană. Situații analoge sînt citate în Pirinei, Sudeți, Turingia, Saxonia, Krusne Hory (20).

Metamorfismul șisturilor cristaline mezozonale din Orliga este prehercinic, probabil caledonian (9). Vîrsta caledoniană este confirmată prin măsurătorile de vîrstă absolută prin metoda K-Ar, efectuate recent de M. Soroiu și M. Lemne [4], care au determinat o vîrstă de 400—390 de milioane de ani în micașisturile și pegmatitele din Sărărie. După scara geocronologică a lui J. L. Kulp (6) această vîrstă indică limita silurian — devonian.

Șisturile epimetamorfice din Boclugea au indicat o vîrstă de 320 de milioane de ani (M. Soroiu [4]), iar cele din Piatra Rîioasă, 300 de milioane de ani (N. D. Semenenko). În scara lui J. L. Kulp (6) această vîrstă (320 de mil. ani) corespunde cu sfîrșitul carboniferului inferior, cînd în geosinclinalul hercinic au avut loc cele mai importante mișcări orogenice din faza sudetă.

---

[3] N. D. Semenenko, M. D. Codarcea, O. Mirăuță, S. B. Demidenko și B. B. Zeidis, *Interpretarea geologică a datelor de vîrstă absolută obținute în urma analizării prin metoda K-Ar a formațiunilor geologice din Carpații Meridionali și Dobrogea*, Conf. de vîrstă absolută, Erevan. 1964.

[4] Comunicare orală.

De aici rezultă că în același ciclu major, poleozoic, se individualizează o fază de metamorfism legată de mișcările caledoniene și o altă fază legată de mișcările hercinice. Metamorfismul hercinic a avut o răspîndire generală, afectînd foarte slab și depozitele paleozoice medii și chiar pe cele paleozoice superioare.

Magmatismul inițial al ciclului major paleozoic este reprezentat prin rocile bazice din seria rocilor verzi, seria cuarțito-filitică și din șisturile siluriene. Magmatismul sinorogen hercinic cuprinde cel puțin două faze, una ante- și alta postcarapelitică (8), ambele fiind legate de mișcările hercinice. Aici intră toate masivele granitice din Dobrogea (Megina, Hamcearca, Pricopan, Greci, Turcoaia etc.). Magmatite acide caledoniene sînt considerate deocamdată numai pegmatitele din seria de Orliga, sincrone cu metamorfismul acestei serii.

Masivul granitic Megina formează un corp concordant de granite și microgranite micacee, sincinematice, orientate, care străbat seria rocilor verzi. Granitele care apar la NV de Balabancea străpung și metamorfozează la contact partea superioară a seriei rocilor verzi, metamorfozată epizonal și sînt remaniate în formațiunea de Carapelit. La vest de Horia apare de sub loess un masiv mic de gabbrouri, care sînt străbătute de filoane granitice de tipul celor de la Balabancea — Hamcearca. De aici reiese că intruziunile acide antecarapelitice au fost precedate de intruziuni bazice și de metamorfismul regional.

Intruziunile hercinice postcarapelitice sînt reprezentate prin granitele alcaline de Turcoaia — Sacar Bair și prin granitele de Greci, iar magmatismul subsecvent hercinic prin tufurile porfirice din formațiunea de Carapelit.

D. TRIASICUL DIN DEALUL CONSUL

Triasicul a fost cercetat numai într-un sector foarte restrîns în Dealul Consul, în apropiere de contactul cu șisturile cristaline de la est de Horia. Depozitele triasice de aici constau dintr-un complex de calcare detritice, asociate cu porfire cuarțifere și diabaze, și un complex de fliș.

a) Complexul calcarelor detritice. Acest complex este constituit dintr-o alternanță ritmică de calcirudite, calcarenite pseudo-oolitice, calcare fin granulare și șisturi verzui. Stratele au grosimi de 20 cm—2 m (calcirudite), 5—20 cm (calcarenite), 2—5 cm (calcare fin granulare) și 1—3 cm (șisturi argiloase). Stratificația gradată este foarte evidentă ; ritmurile au fața inferioară netă, cu mecanoglife („load-casts"). La partea superioară a complexului apar și intercalații de gresii cuarțo-feldspatice, dispuse la baza ritmurilor. Ritmurile obișnuite au 10—30 cm și constau din calcarenite granuloclasate, calcare fin granulare cenușii și șisturi verzui.

Complexul calcarelor detritice are o constituție litologică identică cu a complexului calcaros cenușiu cu stratificație gradată din Colinele Mahmudiei, pe care l-am descris în altă lucrare (11). El se situează stratigrafic peste complexul calcarelor dolomitice (anisian) și sub flișul triasic superior. V. Mutihac (13) a precizat că acest fliș aparține norianului.

După caracterele stratonomice și poziția în succesiunea formațiunilor, acest complex poate fi considerat ca prefliș. Calcarele detritice gra-

nuloclasate menționate au în bună parte caracterele calcarelor allodapice, descrise de K. D. Meischner (7).

b) Flișul triasic superior. Depozitele de fliș triasic superioare de pe versantul estic al Dealului Consul sînt constituite din gresii calcaroase cenușii, brune în alterație, dispuse în strate de 50 cm pînă la 1,5 m și șisturi argiloase cenușii-închis, în strate de 5—15 cm, uneori cu fucoide.

Sub microscop, gresiile calcaroase constau din granule nesortate de cuarț (65% din masa rocii), cu contur subangular, corodate pe alocuri de cimentul calcaros; subordonat apar granule de zircon și fragmente de silicolite. Cimentul calcaros cuprinde uneori romboedri de dolomit.

c) Diabaze și porfire cuarțifere triasice. Între calcarele detritice de pe versantul estic al Dealului Boclugea apar curgeri de diabaze. În Dealul Consul aceleași calcare conțin intercalații de porfire cuarțifere. După cum se știe încă din cercetările lui M.Savul (17), (18), masa principală de diabaze triasice este cantonată la nord de localitatea Valea-Teilor (fost Meidanchioi), iar cea de porfire la sud de această localitate. Se constată o distribuție similară a filoanelor de diabaze și de porfire care străbat șisturile epimetamorfice din Dealurile Islam și Boclugea. Se deduce din aceasta o legătură genetică și de vîrstă între aceste filoane și intercalațiile de diabaze și de porfire din depozitele triasice.

Diabazele și porfirele cuarțifere preced flișul triasic superior. Ele trebuie interpretate ca magmatite inițiale ale ciclului kimmeric.

TECTONICA

Structurile paleozoice din partea sudică a Munților Măcinului au o orientare nord-vestică și o afundare generală spre sud-est. Deși predomină o vergență NE, multe structuri sînt simetrice sau chiar deversate spre SV (pe versantul vestic al Culmii Priopcea), rezultînd o dispoziție în evantai a anticlinoriului Munților Măcinului.

Unitatea paleozoică a Munților Măcinului încalecă peste zona triasică, în lungul faliei Luncavița — Consul, și este încălecată la vest de precambrianul din Dobrogea centrală. Menționăm că în împrejurimile localității Turcoaia, pe valea Măgăriței și în cîteva puncte din Dealul lui Manole apar roci de tipul celor din formațiunea șisturilor verzi precambriene. Au fost găsite aici grauwacke, siltite și pelite, formînd microritmuri, pelite verzi, lucioase și lentile subțiri calcaroase. Existența acestor roci la Turcoaia, în Dobrogea de nord, are implicații asupra traseului faliei Peceneaga—Camena. Pentru discutarea acestei probleme sînt însă necesare revizuiri suplimentare.

În regiunea Cerna—Balabancea din partea sudică a Munților Măcinului se deosebesc două structuri majore anticlinale (Megina și Taița) și două sinclinale (Blasova și Carapelit). Nucleele structurilor anticlinale sînt constituite din șisturi cristaline, iar umplutura sinclinalelor, din formațiunea de Carapelit (fig. 4). Aceste structuri sînt însă complicate cu structuri secundare și cu falii direcționale. În Culmea Priopcea—Piatra Cernei au fost identificate numeroase decroșări, însoțite de laminări și deplasări de sute de metri.

Nucleul structurii anticlinale Megina, constituit din seria rocilor verzi și din granitele de Megina—Mircea-Vodă, este diapir, la est venind în contact tectonic cu formațiunea de Carapelit, iar la vest cu cuarțitele de Priopcea. Ultimul contact, pus acum în evidență, se urmărește pe versantul estic al Culmii Priopcea—Piatra Cernei și este însoțit de mari laminări tectonice. Rocile verzi din Megina prezintă microcute metrice, complicate la rîndul lor cu alte cute minuscule, însoțite de clivaje cu căderi spre est. Microstructurile se afundă spre sud.

Cuarțitele din Piatra Cernei formează un flanc de anticlinal cu căderi spre est, cuprins între două falii (fig.3). Bancul de cuarțite masive de pe creastă prezintă laminări mari, trecînd pe direcție destul de brusc de la grosimi de 20 m, la grosimi de 5 m (fig. 2). Fenomene similare apar și în Priopcea. În apropiere de vîrful Priopcii cuarțitele schițează un sinclinal, de asemenea mărginit prin falii. De menționat că microcutele, foarte frecvente în cuarțitele din Priopcea, se afundă spre NV. Clivajul se dezvoltă în intercalațiile pelitice dintre cuarțite și se dispune în general pe stratificație. În șarnierele microcutelor se observă că planele de clivaj întretaie stratificația, fiind paralele cu planele axiale.

Șisturile și calcarele siluriene de pe versantul vestic al Culmii Priopcea—Piatra Cernei au o șistozitate bine dezvoltată, care corespunde de obicei cu stratificația sau o întretaie după un unghi foarte ascuțit. Atît stratificația, cît și șistozitatea au înclinări abrupte (70—80°) spre est. Microcutele de dragare, destul de rare, indică o succesiune inversă. Mai frecvente sînt microcutele tardive, milimetrice, asociate cu clivaje care înclină cu 45—60° spre E. Aceste clivaje deformează șistozitatea veche, sinmetamorfică. Filonașele de cuarț din șisturi sînt și ele microcutate.

Formațiunea de Carapelit dintre Cerna și Balabancea alcătuiește un sinclinal cu flancurile înclinate în general cu 50—70°. Clivajele apar numai în șisturi sau siltite și sînt aproape verticale. Acest sinclinal ocupă o poziție centrală în Munții Măcinului. Este interesant de remarcat că această structură sinclinală umplută cu formațiunea de Carapelit, discordantă pe depozitele mai vechi, se suprapune peste o structură anticlinală veche, constituită din rocile cele mai metamorfozate, cu numeroase masive granitice. Este un exemplu de inversiune în miniatură. Șisturile mezometamorfice din Orliga se continuă spre SE pe sub sinclinalul cu Carapelit.

Zona anticlinală a Taiței este alcătuită din șisturile epimetamorfice care apar în bazinul acestei văi (Hamcearca, Balabancea, Horia, Boclugea). Aici se schițează mai multe structuri de ordinul doi, toate fiind orientate NNV, cu afundări axiale de 15—20° spre SE. Șistozitatea veche, sinmetamorfică, care corespunde aproximativ cu stratificația, este și aici deformată de microcute și de clivaje tardive, care au în general o vergență estică.

Depozitele triasice din Dealul Consul prezintă microcute metrice, orientate de asemenea NV, cu afundare axială de 15—20° spre SE și cu o deversare foarte evidentă spre NE. Rocile triasice, mai ales șisturile, au un clivaj care este riguros paralel planului axial al microcutelor (clivaj axial). Clivajele se dezvoltă uneori în diabaze și porfire, care de altfel au fost cutate împreună cu calcarele și flișul triasic (fig. 5).

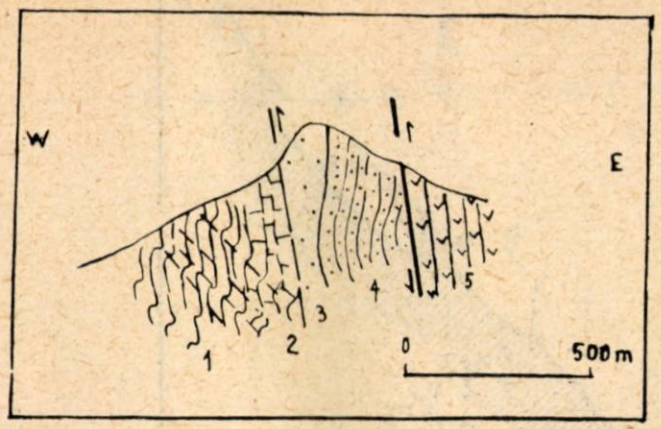


Fig. 3. — Secţiune geologică prin Culmea Piatra Cernei.

1, Şisturi filitoase (silurian); *2*, calcare negre (silurian); *3*, cuarţite albe masive; *4*, cuarţite în plăci şi filite; *5*, seria rocilor verzi bazice.

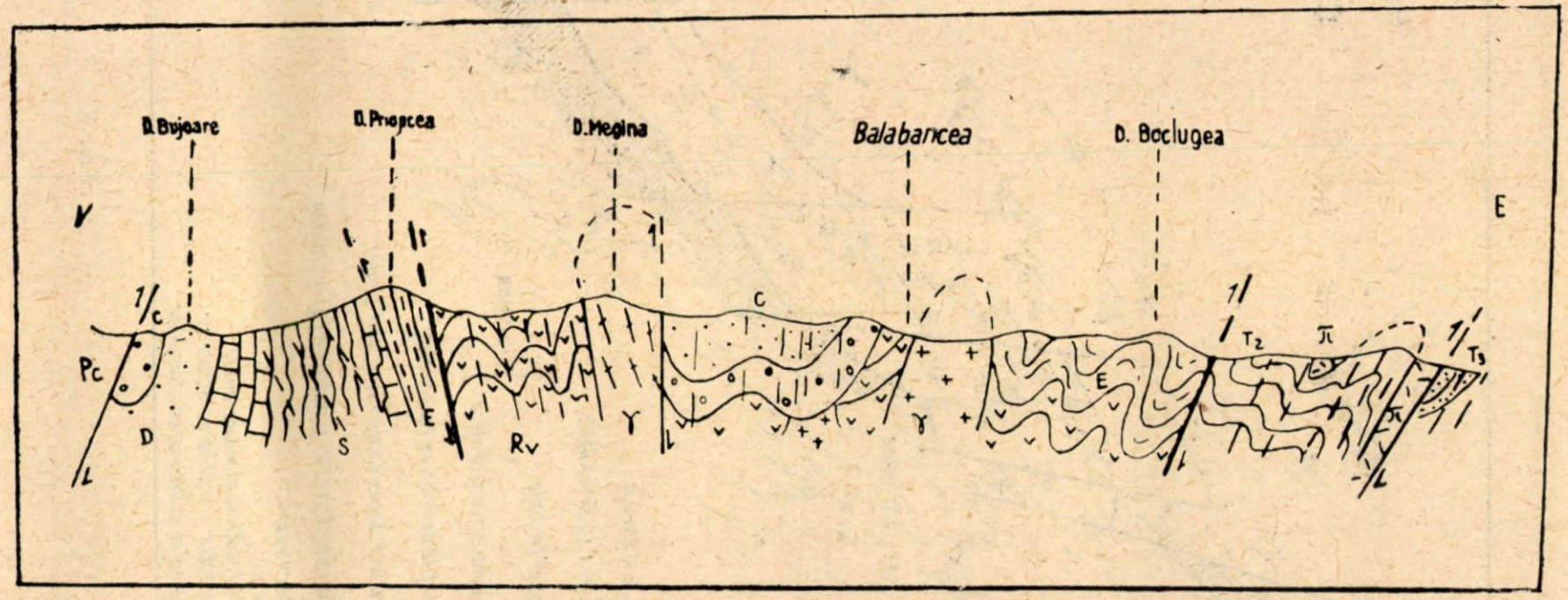


Fig. 4. — Secţiune geologică schematică prin partea sudică a Munţilor Măcinului.

Pc, Precambrian superior; *Rv*, seria rocilor verzi bazice; *E*, seria filito-cuarţitică; *S*, silurian; *D*, devonian; *C*, formaţiunea de Carapelit; T_2, complexul calcarelor detritice; T_3, fliş triasic superior; γ — granite; π — porfire cuarţifere.

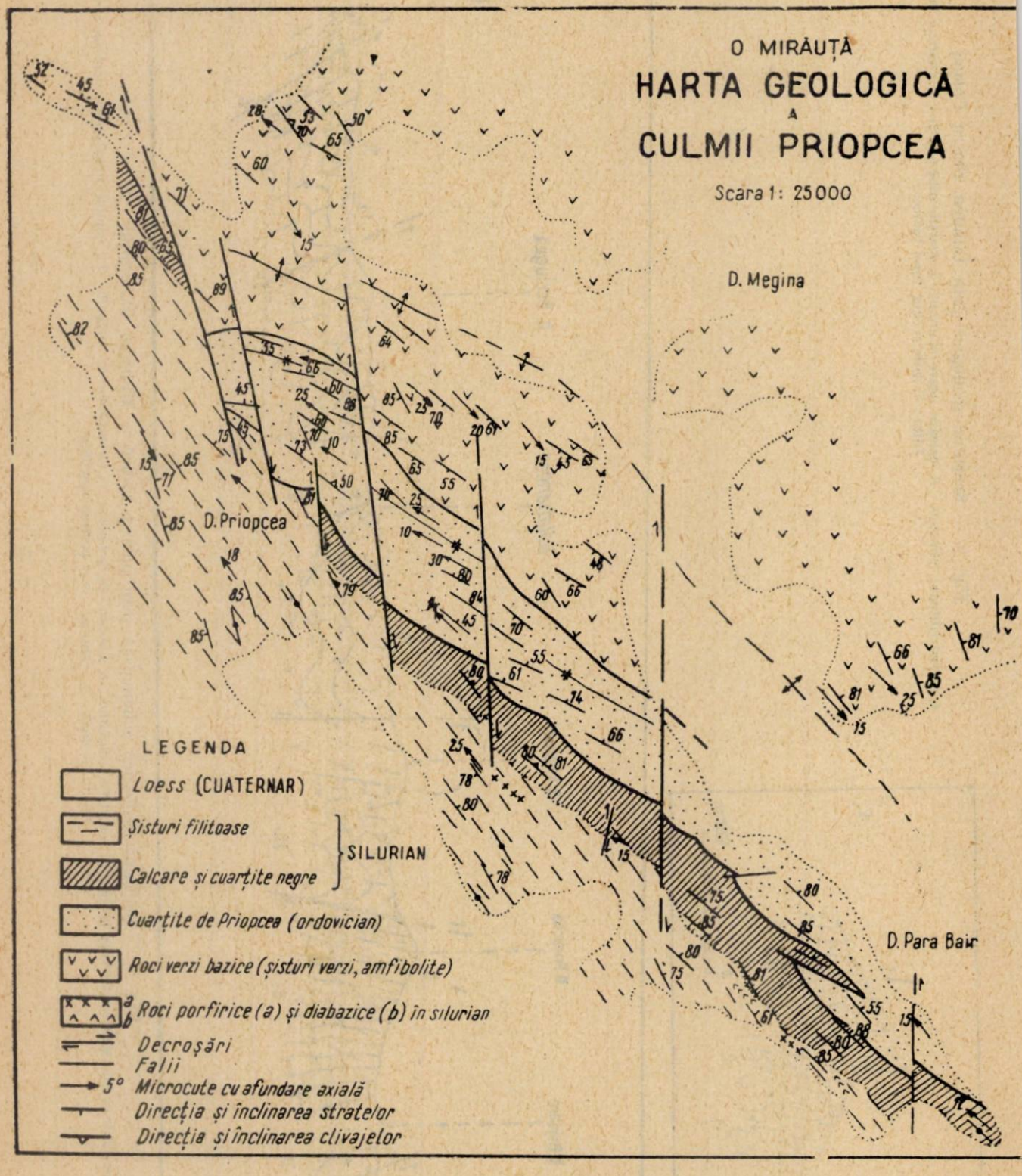

O MIRĂUȚĂ
HARTA GEOLOGICĂ
A
CULMII PRIOPCEA
Scara 1: 25000
D. Megina
D. Priopcea
D. Para Baiu
LEGENDA
Loess (CUATERNAR)
Șisturi filitoase
Calcare și cuarțite negre
SILURIAN
Cuarțite de Priopcea (ordovician)
Roci verzi bazice (șisturi verzi, amfibolite)
a
b
Roci porfirice (a) și diabazice (b) în silurian
Decroșări
Falii
5° Microcute cu afundare axială
Direcția și înclinarea stratelor
Direcția și înclinarea clivajelor

Fig. 5

Trebuie să remarcăm gradul mare de tectonizare a depozitelor triasice, fapt care indică mișcări kimmerice deosebit de intense. Consolidarea hercinică, chiar și în Munții Măcinului, a fost de scurtă durată, întreaga Dobroge de nord fiind regenerată în ciclul kimmeric. Din acest punct de vedere, Dobrogea de nord aparține unei zone orogenice kimmerice (alpine) și nu hercinice. Substratul hercinic a fost reluat de cutările și fracturile kimmerice. Zona paleozoică a Munților Măcinului apare astfel ca un masiv hercinic regenerat în cutările kimmerice. Abia cretacicul superior alcătuiește cuvertura de platformă (epikimmerică). Zona paleozoică a Munților Măcinului poate fi deci considerată ca o platformă epihercinică.

CONCLUZII

Contribuțiile aduse în această lucrare sînt următoarele :

— În formațiunile metamorfice presiluriene din partea sudică a Munților Măcinului a fost separată o serie de roci bazice verzi și o serie filito-cuarțitică, ambele aparținînd probabil paleozoicului inferior (cambrian și ordovician).

— Seria rocilor verzi este constituită în mod predominant din roci bazice (diabaze, gabbrouri), asociate cu roci albe porfirogene și, către partea superioară, cu roci sedimentogene (cuarțite, șisturi). Rocile sînt metamorfozate în faciesul amfibolitelor cu epidot și în faciesul șisturilor verzi.

— Seria filito-cuarțitică cuprinde mai ales roci sedimentare, metamorfozate epizonal (facies de șisturi verzi). Metamorfismul descrește treptat către partea superioară a seriei, astfel că șisturile filitoase de deasupra prezintă un metamorfism slab, de tip incipient (anchimetamorfism).

— Metamorfismul slab, incipient și, în parte, cel regional sînt de vîrstă hercinică. Majoritatea intruziunilor granitice sînt hercinice și posterioare metamorfismului regional.

— Seria de Orliga din partea nordică a Munților Măcinului are o constituție litologică diferită de a seriilor descrise mai sus, precum și un metamorfism mult mai intens (mezozonal). Ea a fost metamorfozată în mișcările caledoniene.

— Structurile hercinice, ca și cele kimmerice prezintă o afundare generală spre sud. În lucrare sînt descrise microcutele și clivajele din rocile paleozoice și triasice. Se arată existența în șisturile cristaline a unor șistozități vechi, sinmetamorfice, și a unui clivaj tardiv.

BIBLIOGRAFIE

1. Cădere D. și Simionescu I., *Notă preliminară asupra straturilor fosilifere devoniene din Dobrogea*, An. Inst. geol. Rom., 1907, **I**.
2. Giușcă D., *Massif du Pricopan*, An. Inst. geol. Rom., 1934, **XVI**.
3. — *Observations pétrographiques dans la région du Bugeac (Dobrogea)*, Bul. Lab. Min. Univ. Buc., 1935, **I**.
4. Grigoraș N. și Dăneț T., *Contribuții la cunoașterea șisturilor verzi dobrogene*, St. cerc. geol., 1961, **VI**, 2.

5. Ianovici V. și Giușcă D., *Date noi asupra fundamentului cristalin al Podișului Moldovenesc și al Dobrogei*, St. cerc. geol., 1961, **VI**, *1*.
6. Kulp J. L., *The geological time scale*, Rep. XXI Sess. Int. Geol. Congr. Copenhaga, 1960.
7. Meischner K. D., *Allodapische Kalke, Turbidite in Riff — nahen — Sedimentations Becken*, in Bouma A. H. a. Brouwer A., *Turbidites. Developments in sedimentology*, Amsterdam, 1964, **3**.
8. Mirăuță O. și Mirăuță E., *Paleozoicul din partea de sud a munților Măcin*, Dări de seamă Com. geol., 1962, **XLVI** (1958—1959).
9. — *Paléozoïque de la zone de Tulcea*, VIIème Congrès Assoc. Géol. Carpato-Balkanique, Sofia, 1965, **I**.
10. Mirăuță O., *Paleozoicul de la Cataloi și cuvertura lui triasică*, Dări de seamă Com. geol., 1965, **LII** (1964—1965), *1*.
11. — *Devonianul și Triasicul din Colinele Mahmudiei*, Dări de seamă Com. geol., 1964—1965, **LII**, *2*.
12. Murgoci G., *Cercetări geologice în Dobrogea nordică*, An. Inst. geol. Rom., 1914, **V**.
13. Mutihac V., *Zona Tulcea și poziția acesteia în cadrul structural al Dobrogei*, An. Com. geol., 1964, **XXXIV**, *1*.
14. Pascu R., *Geologische Studien über Erzlagerstätten im Bezirk Tulcea, Dobrogea*, Beiträge zur Paläont. und Geol., 1908, **XXI**.
15. Pavelescu L. și Pavelescu M., *Geologia și petrografia văii Jiului Românesc între Oslea și Petroșani*, An. Com. geol., 1964, **XXIII**.
16. Rotman D., *Masivul eruptiv de la Greci*, An. Inst. geol. Rom., 1917, **VII**.
17. Savul M., *Erupțiunile de diabaze din nordul Dobrogei*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1931, **XVIII** (1929—1930).
18. — *Porphyres quartzifères de la région Meidanchioi — Consul*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1935, **XX** (1931—1932).
19. Teisseyre W., *The principal structural features of the Sudetic Caledonides*, Rep. XXI Sess, Inst. Geol. Congr., Copenhaga, 1960, partea XIX-a.
20. * * * *Tectonic development of Czechoslovakia*, 1960.

Institutul geologic al
Comitetului de Stat al Geologiei.

Primită în redacție la 14 mai 1966.

SEMNIFICAȚIA SEDIMENTOLOGICĂ A FACIESURILOR FLIȘULUI PALEOGEN DIN CARPAȚII ORIENTALI

DE

L. CONTESCU, D. JIPA, N. MIHĂILESCU și N. PANIN

55(05)

Individualizarea diferitelor faciesuri ale flișului paleogen este explicată prin proveniența materialului detritic component din surse deosebite și prin transportarea clasticelor de către sisteme diferite de paleocurenți. Sînt puse în evidență, de la interior către exterior, trei arii care au procurat detritus pentru flișurile paleogene: masivul median transilvano-panonic (de unde materialul clastic era transportat de curenți longitudinali puternici), nucleul cristalin al Carpaților Orientali și Platforma Rusă, de unde particulele erau transportate de curenți transversali.

INTRODUCERE

În ultimii ani, cartarea direcțiilor de paleocurenți s-a extins pe întreaga arie ocupată de diferitele complexe de fliș din Carpații Orientali. În momentul de față, cele mai amănunțit studiate din acest punct de vedere sînt flișurile paleogene.

Autorii notei de față au cartat în detaliu mai ales direcțiile de curent din faciesurile interne ale flișului paleogen (complexele gresiilor de Tarcău și de Fusaru, eocenul de Șotrile, stratele de Podu-Secu, complexele de fliș din Maramureș și din Bucovina). În ceea ce privește faciesurile mai externe, datele de care dispun autorii sînt mai puțin numeroase. De aceea, concluziile se referă în special la faciesurile interne și numai pentru a obține o imagine mai completă au fost folosite și datele publicate de alți autori privind paleogenul intermediar și extern din regiunea de curbură a Carpaților (4), (6), (7).

St. și cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie t. 11 nr. 2 p. 513–526 București 1966

DIRECŢIILE DE CURENT

A. EOCEN

1. *În faciesul de Şotrile* predomină direcţiile longitudinale, dinspre vest către est (2). Începînd din bazinul Ialomiţei spre est, pe lîngă direcţiile longitudinale încep să apară şi direcţii oblice, dinspre NNE, sau transversale, dinspre N. În ultimul punct în care aflorează eocenul de Şotrile, pe valea Siriului, au fost măsurate orientări spre S şi SV ale mecanoglifelor (3) (fig. 1). În acelaşi timp, se observă că, de cele mai multe ori, gresiile ale căror mecanoglife sînt dispuse N—S sau NNE—SSV au un aspect deosebit de arenitele obişnuite ale flişului de Şotrile, fiind mai grosiere, mai slab cimentate şi avînd de regulă grosimi de strat mai mari. În plus, ele sînt bogate în numuliţi, ale căror testuri sînt dispuse paralel cu laminele oblice sau prezintă o imbricaţie clară.

2. *În complexul gresiilor de Tarcău* s-a remarcat existenţa a două orientări preferenţiale, fiecare din ele corespunzînd unui anumit tip stratonomic de arenite. Rocile în strate groase sau în bancuri (40—200 cm şi mai mult) sînt mai grosiere, iar mecanoglifele lor sînt, în majoritatea cazurilor, longitudinale, dovedind o deplasare a curenţilor dinspre SV către NE în regiunea de curbură, dinspre S sau SSE spre N sau NNV în Carpaţii Moldovei [1].

Dimpotrivă, arenitele în strate subţiri (2—20 cm) au, de cele mai multe ori, pe faţa lor inferioară urme transversale, arătînd o direcţie dinspre V spre E a curenţilor. Există însă şi gresii subţiri ale căror mecanoglife sînt orientate S—N.

Începînd de la interfluviul Buzău—Teleajen se observă o variaţie din ce în ce mai mare a orientării urmelor de curent. Apar numeroase direcţii oblice şi transversale în raport cu direcţia structurilor, iar în bazinul văii Proviţei încep să apară direcţii inverse, orientate de la NE spre SV sau chiar de la V spre E. Imaginea de ansamblu este aceea a unei propagări divergente a curenţilor transportori, aria de dispersiune fiind situată undeva în regiunea de curbură (fig.1).

În partea de N a Carpaţilor Orientali (Bucovina) se observă existenţa unor direcţii longitudinale dinspre S, ca şi a unor direcţii transversale dinspre interior (V) şi dinspre exterior (E).

3. *În faciesul intermediar* al eocenului inferior şi mediu (bazinul Trotuşului) se remarcă de asemenea prezenţa celor două sisteme de orientări ale mecanoglifelor [2]. Urmele de pe talpa gresiilor groase, de tip Tarcău, arată o direcţie SV — NE a curenţilor, pe cînd cea mai mare parte a gresiilor subţiri (de tipul stratelor cu hieroglife) au mecanoglife transversale orientate V—E.

În ceea ce priveşte faciesul de Colţi, care poate fi considerat şi el ca un eocen de tip intermediar, măsurătorile efectuate de către M. şi

---

[1] D. Jipa, L. Contescu şi N. Mihăilescu, *Direcţii de curenţi în faciesul de Tarcău — Fusaru al paleogenului dintre valea Bistriţei şi Rîul Negru*, Dări de seamă Inst. geol., 1966 (sub tipar).

[2] L. Contescu, *Direcţii de curent în depozitele paleogene sub facies intermediar dintre valea Trotuşului şi valea Oituzului*, 1966 (manuscris).

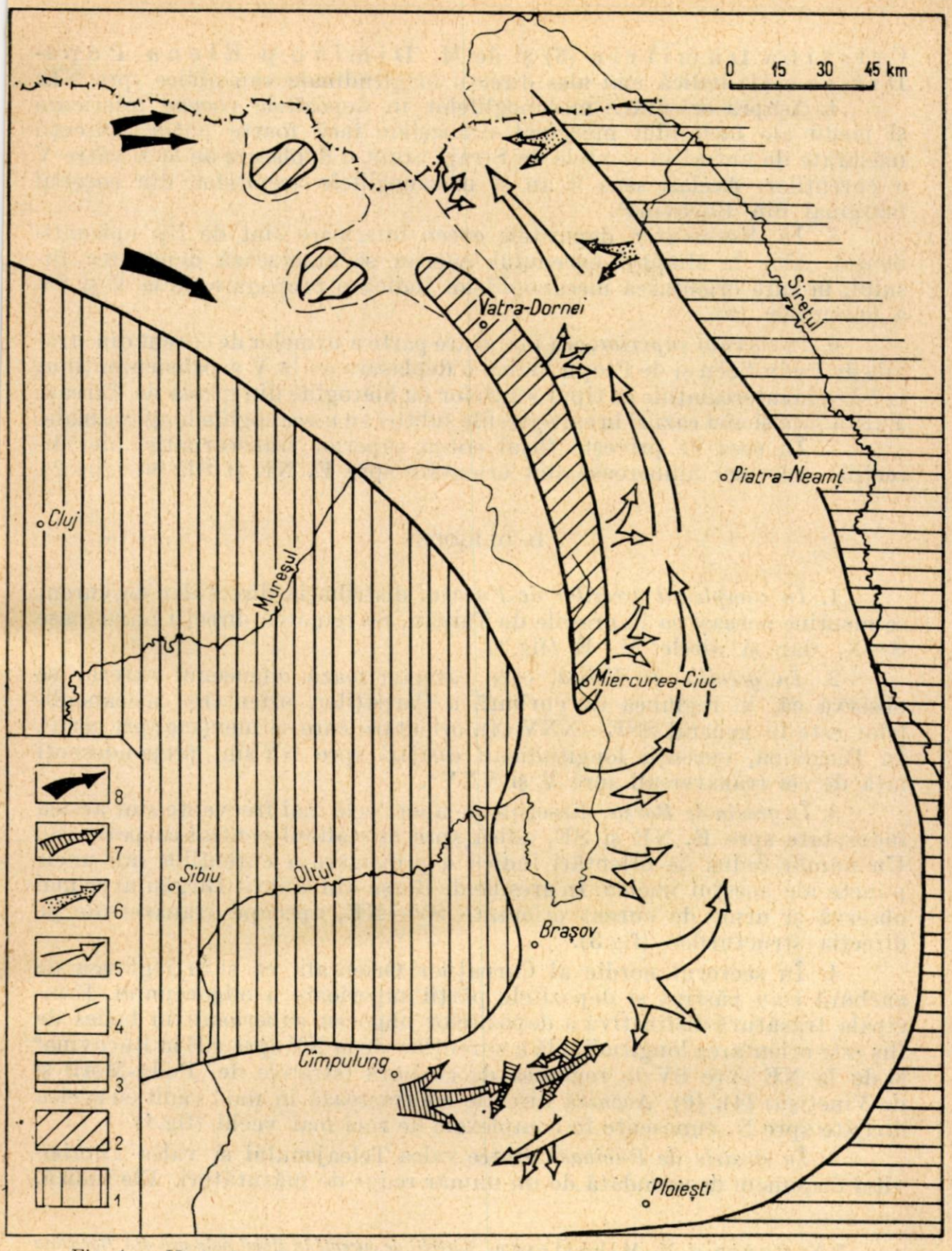


Fig. 1. — Harta de paleocurenți pentru faciesurile interne ale eocenului inferior și mediu.

1, Masivul median Transilvano-Panonic (inclusiv părțile sale submerse) și nucleele cristaline ale Carpaților Meridionali și ale Munților Apuseni; *2*, nucleul cristalin central-carpatic; *3*, Platforma Rusă (inclusiv părțile sale submerse); *4*, limita zonei de mică adîncime („haut-fond") din zona central-carpatică; *5*, direcțiile de curenți în gresia de Tarcău; *6*, direcțiile de curenți în eocenul marginal din Bucovina; *7*, direcțiile de curenți în eocenul de Șotrile; *8*, direcțiile de curenți în eocenul din Maramureș.

Cristina Dumitriu (6) şi de M. Dimian şi Elena Popa-Dimian (4) indică mai ales direcţii longitudinale sau oblice spre NE.

4. Asupra orientării mecanoglifelor în depozitele eocene inferioare şi medii ale faciesului marginal cunoaştem încă foarte puţin. Direcţii măsurate de autori în stratele de Straja arată o deplasare de la E către V a curenţilor. Acelaşi sens îl au şi mecanoglifele arenitelor din eocenul marginal din Bucovina[3].

5. *În Maramureş*, depozitele eocen inferioare sînt de tip epicontinental. Abia la sfîrşitul eocenului inferior se amorsează depunerea flişului, în care orientarea mecanoglifelor indică o propagare de la V şi SV a curenţilor (9).

6. *În eocenul superior*, cea mai mare parte a urmelor de curent din stratele de Podu-Secu şi de Plopu indică o deplasare de la V a paleocurenţilor, la fel ca în intercalaţiile de tipul stratelor cu hieroglife din gresia de Tarcău. Există însă şi aici cazuri în care gresiile subţiri au mecanoglife longitudinale.

7. În ceea ce priveşte flişul eocen superior transcarpatic, aici direcţiile cele mai numeroase sînt orientate spre E, NE şi SE (9) (fig. 2).

B. OLIGOCEN

1. *În complexul gresiilor de Fusaru*, distribuţia direcţiilor de curent se menţine aceeaşi ca în gresiile de Tarcău. Se remarcă direcţii numeroase S—N, dar şi altele V—E (fig.3).

2. *În gresiile de Kliwa*, care caracterizează oligocenul extern, se observă că, în regiunea de curbură a Carpaţilor, orientarea mecanoglifelor este în general SSE—NNV (4), orientare care se menţine spre nord[4]. În Bucovina, curenţii longitudinali dirijaţi spre NV sînt preponderenţi faţă de cei transversali spre V şi VNV[5].

3. *În gresia de Borşa*, direcţiile de aport cele mai frecvente sînt acelea îndreptate spre E, NE şi SE, adică spre cristalinul central-carpatic (8). Un număr redus de orientări indică o propagare a curenţilor din unele puncte ale acestui nucleu. În gresiile de Borşa din Munţii Bîrgăului se mai observă şi urme de curent orientate SV—NE, aproape transversale pe direcţia structurilor (fig.3).

4. În sectorul nordic al Carpaţilor Orientali, ca şi în regiunea de curbură s-au păstrat şi depozitele părţii superioare a oligocenului. Principala trăsătură distinctivă a depozitelor oligocen superioare în facies de fliş este orientarea longitudinală a curenţilor de la NV spre SE în Bucovina[6] şi de la NE spre SV în regiunea de curbură (stratele de Podu-Morii şi de Vineţişu) (4), (6). Această direcţie contrastează în mod vădit cu acelea dirijate spre N, cunoscute în complexele de roci mai vechi (fig.4).

5. *În stratele de Pucioasa* dintre valea Teleajenului şi valea Dîmboviţei dispunem deocamdată de un număr redus de măsurători. Ele indică,

---

[3] N. Panin şi N. Mihăilescu, *Direcţii de curenţi în flişul paleogen din Bucovina (Carpaţii Orientali)*, 1966 (manuscris).

[4] L. Contescu, *Op. cit.*

[5] N. Panin şi N. Mihăilescu, *Op. cit.*

[6] *Idem.*

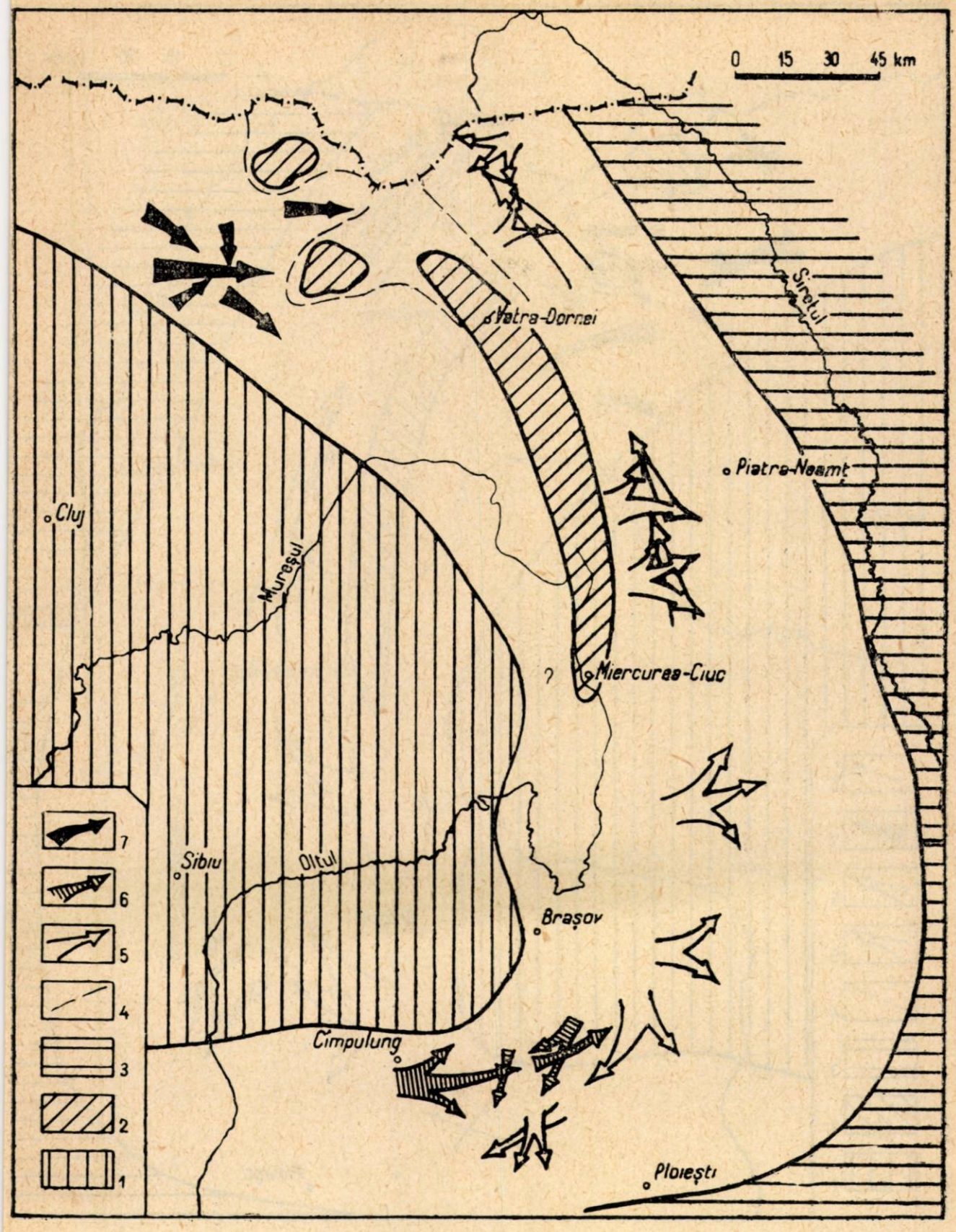


Fig. 2. — Harta de paleocurenți pentru faciesurile interne ale eocenului superior.

1, Masivul median Transilvano-Panonic (inclusiv părțile sale submerse) și nucleele cristaline ale Carpaților Meridionali și ale Munților Apuseni; *2*, nucleul cristalin central-carpatic; *3*, Platforma Rusă (inclusiv părțile sale submerse); *4*, limita zonei de mică adîncime („haut-fond") din zona central-carpatică; *5*, direcțiile de curenți în stratele de Podu-Secu și de Plopu; *6*, direcțiile de curenți în eocenul de Șotrile; *7*, direcțiile de curenți în eocenul din Maramureș.

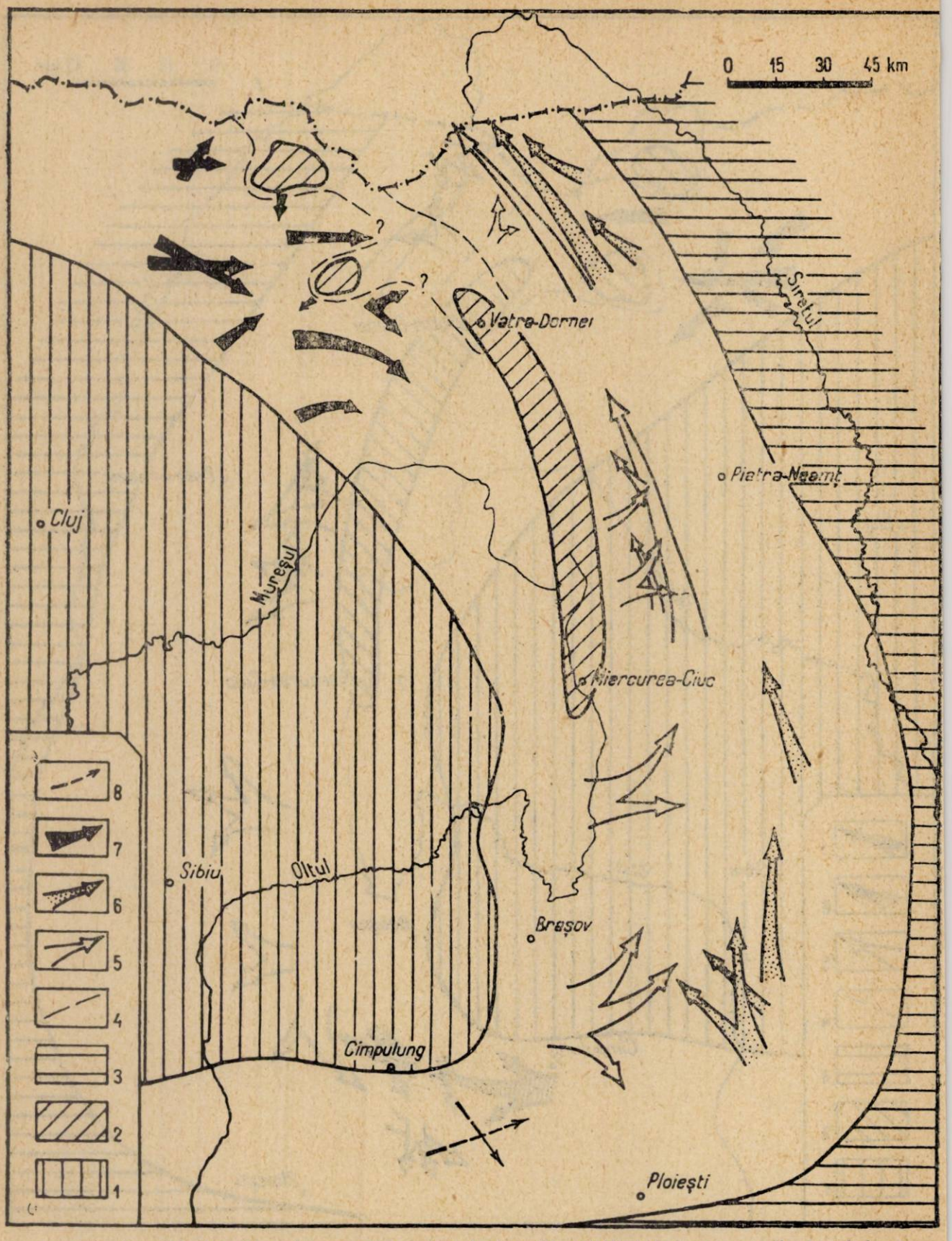


Fig. 3. — Harta de paleocurenți pentru faciesurile părții inferioare a oligocenului.

1, Masivul median Transilvano-Panonic (inclusiv părțile sale submerse) și nucleele cristaline ale Carpaților Meridionali și ale Munților Apuseni; *2*, nucleul cristalin central-carpatic; *3*, Platforma Rusă (inclusiv părțile sale submerse); *4*, limita zonei de mică adîncime („haut-fond") din zona central-carpatică; *5*, direcțiile de curenți în gresia de Fusaru; *6*, direcțiile de curenți în gresia de Kliwa; *7*, direcțiile de curenți în gresia de Borșa; *8*, direcțiile de curenți în stratele de Pucioasa.

în cea mai mare parte, o deplasare longitudinală dinspre vest a curenților, cu un oarecare aport dinspre N, imaginea fiind în general asemănătoare aceleia oferite de eocenul de Șotrile.

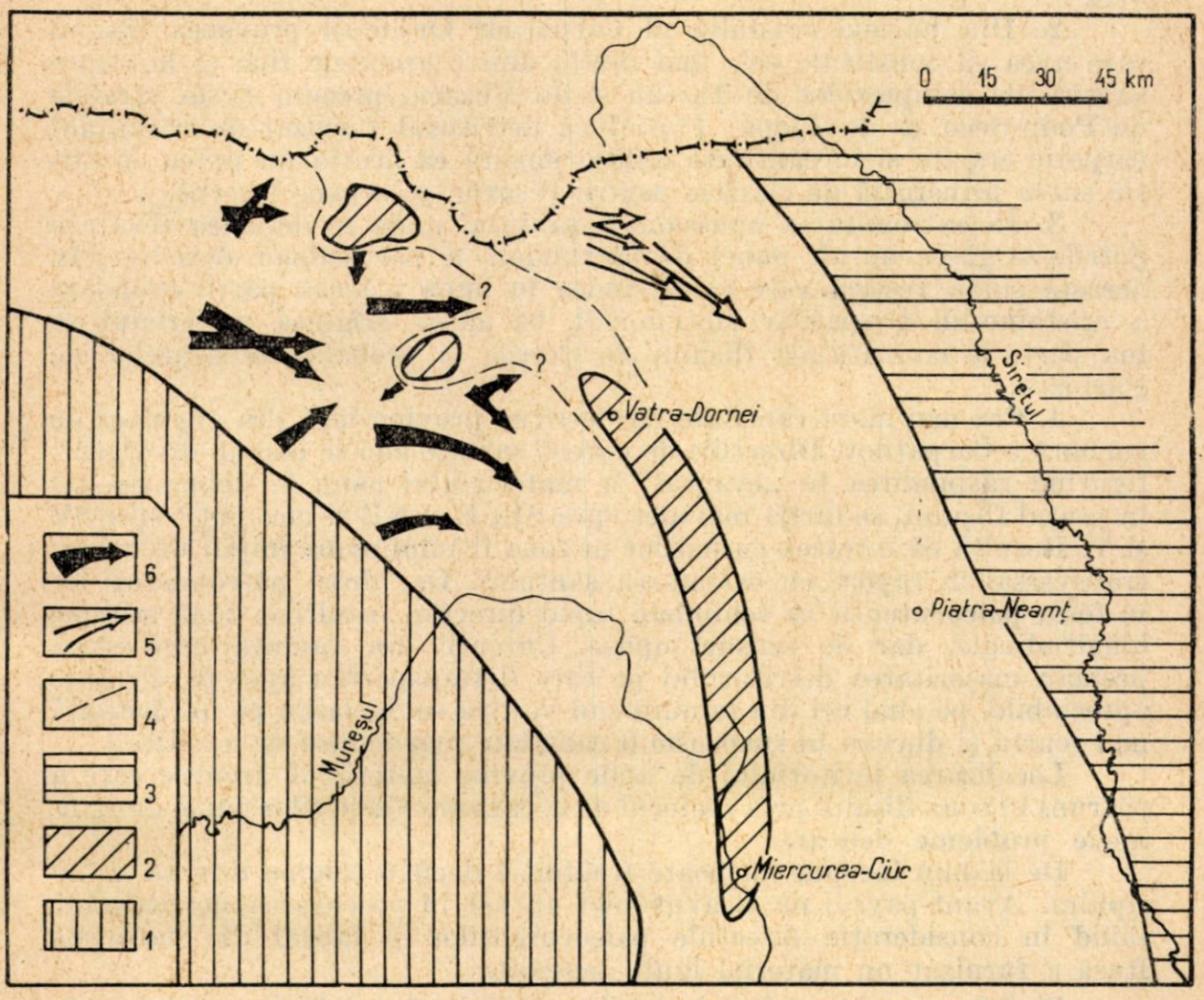


Fig. 4. — Harta de paleocurenți pentru flișurile părții superioare a oligocenului (sectorul nordic).

1, Masivul median Transilvano-Panonic (inclusiv părțile sale submerse); *2*, nucleul cristalin central-carpatic; *3*, Platforma Rusă (inclusiv părțile sale submerse); *4*, limita zonei de mică adîncime („haut-fond") din zona central-carpatică; *5*, direcțiile de curenți în depozitele oligocen superioare din Bucovina (tip Krosno); *6*, direcțiile de curenți în gresia de Borșa.

SURSELE DE MATERIAL DETRITIC

Pe baza datelor prezentate mai sus rezultă că pot fi localizate anumite sectoare în care materialul detritic debușa în șanțul geosinclinal [7].

1. Cîteva puncte de debitare a detritusului se situau de-a lungul marginii Platformei Ruse. Uscatul acesteia elibera material pentru flișul eocen marginal și pentru faciesul gresiilor de Kliwa[8] (4).

[7] D. Jipa, L. Contescu, N. Mihăilescu a. N. Panin, *The internal Paleogene Flysch of the Eastern Carpathians : paleocurrents, source areas and facies significance*, Sedimentology (sub tipar).

[8] N. Panin și N. Mihăilescu, *Op. cit.*

Pragul marginal moldav (5), constituit probabil mai ales din rocile catenelor premezozoice rataşate cratonului est-european, furniza materialul grosier cu numeroase fragmente de şisturi epimetamorfice verzi.

2. Din nucleul cristalin al Carpaţilor Orientali provenea nisipul care avea să constituie cele mai multe dintre arenitele fine şi în strate subţiri ale complexelor de Tarcău şi de Fusaru, precum şi în stratele de Podu-Secu şi de Plopu. Faptul că detritusul furnizat de cristalinul carpatic era fin şi în cantitate redusă denotă că acesta nu putea constitui sursa principală de clastice pentru flişurile paleogene interne.

3. În extremitatea apuseană a şanţului unde se depunea flişul de Şotrile se găsea un alt punct de pătrundere a particulelor detritice. În această sursă vestică, care corespundea în bună măsură părţii exondate a cristalinului Carpaţilor Meridionali, îşi găsea originea materialul ce lua parte la constituirea flişului de Şotrile şi probabil al stratelor de Pucioasa.

4. Cea mai mare cantitate de detritus provine însă din regiunea de curbură a Carpaţilor. Direcţiile de curent cartate aici se dispun divergent, figurînd răspîndirea în „evantai" a materialului care, la debuşarea lui în şanţul flişului, se dirija mai ales spre SE, E şi NE şi mai puţin spre SV şi V. Rezultă că intrarea curenţilor în zona flişului urma iniţial un traseu transversal în raport cu orientarea şanţului. Dar după pătrunderea lor în fosă, paleocurenţii îşi schimbau rapid direcţia, rezultînd două sisteme longitudinale, dar de sensuri opuse. Curenţii din ramura nord-estică preluau majoritatea detritusului pe care îl transportau apoi pe distanţe apreciabile, pe cînd cei din ramura sud-vestică se deplasau pe o distanţă mai scurtă şi duceau în suspensie o cantitate mai redusă de clastice.

Localizarea teritoriului de unde provine materialul arenitic care a pătruns în zona flişului prin sectorul de la curbura Carpaţilor pune, desigur, unele probleme delicate.

De la bun început nu poate fi admisă decît o origine internă a nisipului. Avant-paysul nu a avut nici un rol în procurarea detritusului, luînd în consideraţie direcţiile paleocurenţilor şi faptul că Platforma Rusă a furnizat un material mult deosebit.

Pînă în prezent au fost formulate deja două soluţii în privinţa amplasării ariei de denudaţie pentru detritusul constitutiv al flişurilor paleogene interne : *a)* o cordilieră (Cordiliera Cumană) situată în însăşi zona flişului (7) şi *b)* dorsala cristalină central-carpatică (4).

Autorii notei de faţă, fiind în posesia unor date numeroase (circa 3 500 de măsurători) culese de pe o suprafaţă mai mare, sînt de părere că nici una din cele două ipoteze nu este satisfăcătoare.

În ceea ce priveşte proveniența materialului clastic al paleogenului de tip Tarcău—Fusaru dintr-o cordilieră, care după M. Dumitriu (7) ar fi corespuns cu Cordiliera Cumană, există cîteva date ce se opun unei atari origini a detritusului. Într-adevăr, argumentul principal în favoarea existenţei Cordilierei Cumane în timpul cretacicului este natura specifică a fragmentelor de roci pe care le-a furnizat, roci mult diferite de acelea din cristalinul carpatic (11). Or, este evident că tocmai acest criteriu fundamental al originalităţii alcătuirii petrografice a Cordilierei Cumane lipseşte cu desăvîrşire în cazul compoziţiei gresiilor paleogene.

Individualizarea a două faciesuri sincrone ale eocenului (de Șotrile, intern, și de Tarcău, mai extern) și presupunerea prelungirii spre N a primului reprezenta un al doilea argument care făcea necesară postularea unei cordiliere care să le fi separat (7). Dar existența direcțiilor spre S și SV în eocenul de Șotrile de la Ursei, pînă în imediata apropiere a ariei ocupate de rocile de tip Tarcău—Podu-Secu este o dovadă a absenței unui accident de fund important care să fi separat cele două complexe, procurînd detritus unuia din ele. De altfel se constată că aceleași sisteme de paleocurenți au transportat material pentru ambele faciesuri (de Șotrile și de Tarcău) ale eocenului din bazinul Prahovei (3). Sensurile sud-vestice de pe arenitele eocenului de Șotrile din valea Siriului dovedesc închiderea zonei sale de sedimentare și nicidecum continuarea ei spre N.

Argumentele de mai sus fac, după părerea noastră, improbabilă existența unei cordiliere furnizoare de material situată în însuși șanțul flișului.

Dar nici admiterea cristalinului central-carpatic drept sursă principală pentru arenitele complexelor menționate nu constituie o soluție mai satisfăcătoare. Într-adevăr, individualizarea a două sisteme de paleocurenți, dintre care numai acela care transporta material fin și în cantitate redusă venea dinspre acest cristalin arată clar că nucleul central-carpatic nu constituia decît o sursă secundară de detritus.

O altă obiecțiune care se poate aduce afirmației că dorsala cristalină a reprezentat sursa principală de clastice pentru gresiile de Tarcău și de Fusaru este puternica dezvoltare a acestora în regiunea de curbură, tocmai acolo unde nucleele cristaline ale Carpaților Meridionali și Orientali au suferit o puternică scufundare încă de la începutul mezozoicului (10).

Scăderea spre N a grosimii complexelor de Tarcău și de Fusaru, ca și a stratelor arenitice constituente pledează și ea pentru o direcție longitudinală a curenților transportori. Dacă alimentarea ar fi fost laterală, dinspre cristalinul carpatic, atunci extinderea și grosimea seriilor grezoase ar fi trebuit să rămînă constante. Destrămarea spre N a conglomeratelor de Bako—Sînzîeni este și ea o dovadă în acest sens (1).

S-ar putea presupune că direcțiile longitudinale ale curenților sînt secundare. În consecință, alimentarea s-ar fi efectuat lateral, dinspre nucleul carpatic și, după ce curenții transversali ar fi ajuns în centrul bazinului, ei s-ar fi incurbat treptat, devenind longitudinali și continuîndu-și apoi deplasarea în sensul înclinării axei fosei. Fără îndoială că o astfel de virare a curenților este posibilă și ea pare destul de clară în cazul paleogenului din Maramureș. În cazul flișului din șanțul carpatic, absența mecanoglifelor transversale pe majoritatea gresiilor în strate groase și-ar găsi o explicație prin faptul că zona de virare a curenților transversali respectivi ar fi actualmente ascunsă de avansarea pînzelor flișului. Or, dacă urmele curenților transversali slabi, care au transportat material fin și în cantitate redusă, se păstrează pînă în centrul bazinului, cu atît mai mult ar fi trebuit să se regăsească urmele transversale ale curenților puternici.

Din cele de mai sus rezultă că majoritatea materialului clastic alcătuind depozitele din partea internă a zonei flișului paleogen nu provine nici dintr-o cordilieră situată în interiorul fosei, nici dintr-o ridicare situată între două fose (șanțul flișului la exterior, șanțul transcarpatic

maramureşan la interior). Originea detritusului trebuie căutată în alt teritoriu care, după părerea noastră, este reprezentat de Masivul median Transilvano-Panonic.

O importantă porţiune a fundamentului cristalin al Bazinului Transilvano-Panonic constituia, în timpul paleogenului, o arie de eroziune. Tot în acest timp, aceluiaşi uscat i se ataşază şi nucleele cristaline ale Carpaţilor Meridionali şi ale Munţilor Apuseni, unde procesele de tectorogeneză se încheiaseră către sfîrşitul cretacicului (14).

Totuşi o altă parte a masivului era acoperită de apele unor bazine mai mult sau mai puţin izolate. Între nucleele cristaline ale Carpaţilor Orientali şi ale Carpaţilor Meridionali şi partea emersă a masivului median se interpuneau atît şanţul transcarpatic, cît şi arii submerse de tip epicontinental, ale căror depozite sînt cunoscute azi la interiorul curburii (Tohan, Rîşnov, Vlădeni) şi mai departe spre vest (Porceşti). În vest, Munţii Apuseni şi fundamentul panonic, de unde putea proveni o parte a detritusului erau, separaţi în paleogen pe o bună porţiune de Masivul Transilvan propriu-zis de un braţ de mare.

În plus, datele de foraj arată că anumite porţiuni ale cristalinului transilvan constituiau în paleogen arii de depunere laguno-lacustre sau chiar marin-epicontinentale. De aceea Masivul Transilvano-Panonic nu trebuie privit ca un bloc unitar, în întregime emers şi deci supus eroziunii.

La prima vedere, o astfel de paleogeografie ar fi trebuit să interzică aportul produselor de eroziune de pe aria transilvano-panonică în geosinclinalul est-carpatic, cu atît mai mult, cu cît în calea progresiunii lor se găsea şi dorsala central-carpatică. Aşadar, numeroase obstacole se plasau în calea parvenirii materialului în şanţul Carpaţilor Orientali.

Înainte de a încerca să explicăm felul în care particulele clastice puteau ajunge totuşi în geosinclinalul carpatic, vom enumera cîteva fapte care pledează în favoarea existenţei unei arii de alimentare transilvano-panonice.

Direcţiile de curent din flişul paleogen maramureşan indică clar existenţa unei surse situate la SV de şanţul transcarpatic. Dealtfel, trecerea în aceeaşi direcţie de la depozite de fliş la serii epicontinentale indică o apropiere de zone emerse, avînd în vedere că şi rocile detritice ale paleogenului transilvan trebuie să-şi găsească undeva o arie de provenienţă.

Pătrunderea unor sondaje amplasate în Bazinul Transilvaniei direct din miocen în mezozoic (Noul-Săsesc, Ucea, Pogăceaua) sau chiar în cristalin (Agnita, Sic) reprezintă un argument în favoarea manifestării unor perioade de denudaţie care au afectat în paleogen Masivul Transilvan. Faciesurile cu gips sau cu nisipuri şi argile roşii în eocen, ca şi cele cu cărbuni în oligocen denotă ambianţe continentale, subaeriene, lagunare sau lacustre.

În sfîrşit, mai trebuie avut în vedere că aportul masiv de nisip în fosa flişului nu a fost permanent, ci episodic. Considerînd coloana litostratigrafică a flişului eocen, se poate observa că au existat de fapt două momente de aport puternic dinspre Masivul Transilvan, care au dus la formarea gresiei de Tarcău inferioare şi a gresiei de Tarcău superioare (13). Sub ele şi deasupra lor, ca şi între cele două orizonturi de gresii se dezvoltă tipul stratelor cu hieroglife. Se poate considera deci că invazia de detritus

nisipos corespundea cu anumite perioade de exondare și de erodare activă a masivului median și a anexelor sale (cristalinul Munților Apuseni și acela al Carpaților Meridionali). În acel timp suprafața de denudație era maximă și uscatul transilvan era unit probabil cu cel panonic. În perioadele de subsidență, cînd nu rămîneau exondate decît teritorii mai restrînse, importanța sursei transilvane în procurarea particulelor clastice scădea și în schimb creștea în mod relativ ponderea ariei central-carpatice, al cărui material nu mai era mascat de acela venit dinspre sud.

Așadar, nisipul celor mai multe strate groase de arenite din flișul paleogen provenea din erodarea nucleului cristalin al Masivului Transilvano-Panonic (eventual și a unei părți a cuverturii sale sedimentare). Materialul era preluat de cursuri de apă și deversat în ariile submerse de mică adîncime. Pentru o parte a detritusului, acestea reprezentau locul de sedimentare definitivă. Dar pentru o altă parte a clasticelor, teritoriile submerse de adîncime redusă amplasate pe Masivul Transilvano-Panonic nu constituiau decît arii de tranzit și de drenare. Prin ele materialul detritic se dirija spre strîmtoarea Sf. Gheorghe (aria de înnecare a Buzăului) (10), de unde ajungea apoi să se deverseze în zona flișului.

Rezultă că în regiunea de curbură materialul era introdus lateral, dinspre interior. Dar acest mod de parvenire printr-un singur sector a clasticelor în bazinul de sedimentare diferă fără îndoială de mecanismul de umplere a unui șanț dintr-un relief paralel, prin puncte de alimentare multiple, situate de-a lungul lui. În primul caz, detritusul era vehiculat aproape de la început de curenți longitudinali.

5. Determinarea teritoriului care a eliberat material pentru depozitele oligocen superioare din Bucovina și de la curbura Carpaților este, în stadiul actual al cunoștințelor noastre, foarte dificilă. Direcțiile longitudinale dinspre N nu ne permit să localizăm o arie-sursă.

RELAȚIILE DINTRE SISTEMELE DE PALEOCURENȚI ȘI FACIESURILE FLIȘULUI PALEOGEN

Faptele descrise mai sus contribuie la o mai bună înțelegere a modului de individualizare a faciesurilor flișului paleogen.

Se observă că există o legătură între diferitele sisteme de paleocurenți, fiecare avînd caractere hidrodinamice specifice și vehiculînd un material provenit dintr-o anumită sursă, pe de o parte, și principalele tipuri stratonomice ale unor complexe litofaciale de vîrstă paleogenă, pe de altă parte.[9]

Astfel, faciesul de Tarcău—Fusaru, cu gresii în strate groase, reprezintă efectul depunerii nisipului din curenți de turbiditate longitudinali, deosebit de puternici, care antrenau un material detritic ce-și avea originea pe Masivul median Transilvano-Panonic și care debușa în șanțul flișului către extremitatea sa sud-vestică, prin culoarul Sf. Gheorghe.

Faciesul stratelor cu hieroglife (orizontul bazal al gresiei de Tarcău, stratele de Giurgiu—Ghelința, stratele de Podu-Secu și de Plopu) este re-

[9] a. D. Jipa, *On relationship between longitudinal and transversal currents in the Paleogene of Tarcău Valley (Eastern Carpathians)*, Sedimentology (sub tipar).
b. N. Panin și N. Mihăilescu, *Op. cit.*

zultatul depunerii alternative a unor arenite fine (al căror detritus provine în bună parte din erodarea nucleului central-carpatic) şi a unor argile pelagice verzui sau roşii. Timpul de sedimentare a stratelor cu hieroglife corespundea cu o încetinire a aportului nisipos masiv dinspre S.

În eocenul de tip intermediar se observă o scădere a ponderii curenţilor transportori care aduceau material nisipos dinspre S. Şi aici se remarcă acţiunea aceloraşi sisteme de paleocurenţi ca şi în cazul complexului gresiilor de Tarcău.

Arenitele faciesului de Şotrile provin din nisipuri transportate de paleocurenţi longitudinali care aduceau detritus din părţile exondate ale Carpaţilor Meridionali. Dezvoltarea spre E a faciesului de Şotrile este mascată de un aport important de material dinspre N şi NE care provenea din strîmtoarea Sf. Gheorghe. În acest mod se explică destrămarea treptată spre E a faciesului de Şotrile, din ce în ce mai mult „contaminat" cu material de tip Tarcău.

Depozitele eocene sub facies de Tarcău—Podu-Secu din regiunea Ursei reprezintă rezultatul înaintării spre V a curenţilor din ramura secundară a sistemului care debuşa din strîmtoarea Sf. Gheorghe. Dispariţia spre V a gresiilor de Tarcău se produce astfel din cauza epuizării treptate a materialului caracteristic lor.

În ceea ce priveşte faciesurile externe ale paleogenului, individualizarea lor era efectul depunerii materialului arenitic silicios provenit de pe Platforma Rusă şi a detritusului mai grosier, cu fragmente de şisturi epimetamorfice ce-şi găsea originea probabilă în pragul marginal moldav.

Arenitele flişului paleogen din Maramureş sînt rezultatul depunerii materialului provenit tot din Masivul Transilvano-Panonic, dar din partea sa nord-estică.

În concluzie, harta de paleocurenţi a flişurilor paleogene dovedeşte pluralitatea ariilor de sursă pentru rocile detritice care iau parte la alcătuirea lor. Alimentarea multiplă a şanţului flişului explică atît marea cantitate de detritus existent, cantitate pe care nici o arie dispensatoare nu ar fi putut-o furniza ea singură, cît şi diferenţierea facială zonară a depozitelor paleogene. Dar, din toate sursele de clastice, una a fost preponderentă, cel puţin în timpul paleogenului, şi a generat volumul cel mai mare de depozite din cuprinsul flişului carpatic. Este vorba de Masivul median Transilvano-Panonic.

CONSIDERAŢII PALEOGEOGRAFICE

În timpul paleogenului, zona de sedimentare a flişului din Carpaţii Orientali era mărginită de două mari arii furnizoare de material detritic: Masivul median Transilvano-Panonic şi Platforma Rusă. În interiorul zonei flişului se individualiza o dorsală care o separa în două şanţuri: unul intern (al Maramureşului) şi altul extern (12).

Dorsala central-carpatică apare sub forma unui teritoriu alungit paralel cu geosinclinalul carpatic şi relativ strîmt. Faptul că în Maramureş direcţiile de curent orientate către cristalinul central-carpatic se regăsesc pînă în imediata lui apropiere denotă caracterul său de coamă submersă, cel puţin în acest sector nordic al Carpaţilor, ceea ce permite a se

presupune că o comunicare de ape între șanțul est-carpatic și cel transcarpatic era posibilă. Direcțiile de curent cartate în gresiile de Borșa și care dovedesc o propagare spre S a agentului transportor lasă să se presupună prelungirea șanțului transcarpatic pînă în regiunea de cuibură (12) și, eventual, o legătură cu fosa flișului situată la exteriorul nucleului cristalin-carpatic.

Cantitatea redusă de detritus eliberată de nucleul cristalin, ca și finețea lui demonstrează că dorsala nu avea cîtuși de puțin caracterele atribuite unei cordiliere (relief abrupt, viteză de ridicare mare, activitate tectonică intensă, procese de eroziune accentuate etc.). Relieful dorsalei trebuie să fi fost destul de șters și, în consecință, procesele de eroziune nu erau prea intense.

În ceea ce privește Masivul Transilvano-Panonic, el se individualiza ca un teritoriu parțial exondat, dar în parte submers. Suprafața supusă eroziunii era însă apreciabilă și aceasta explică marea cantitate de material pe care a putut-o elibera în timpul paleogenului.

Imaginea paleogeografică pe care am încercat să o schițăm pare a se păstra în linii mari aceeași pînă în cea de-a doua jumătate a oligocenului. Atunci are loc însă o bruscă schimbare a orientării curenților (4). Cea mai mare parte a lor se deplasează acum într-un sens invers celui anterior, adică de la N spre S.

Trebuie admis că o asemenea modificare corespunde cu inversarea înclinării axei bazinului. Avansarea spre S a curenților s-a continuat pare-se în timpul miocenului (4) și, pentru unele complexe, chiar și în decursul pliocenului. S-ar putea ca acest fapt să aibă o semnificație mai largă, în sensul că paleogeografia avanfosei să se fi schițat încă din oligocenul superior.

BIBLIOGRAFIE

1. Băncilă I., *Geologia Carpaților Orientali*, Edit. științifică, București, 1958.
2. Contescu L., Jipa D. și Mihăilescu N., *Turbidite în flișul eocenului de Șotrile*, Congresul V al Asociației carpato-balcanice, București, 1963, **III**, *1*.
3. Contescu L. și Mihăilescu N., *Direcții de curent în flișul eocen dintre valea Ialomiței și valea Vărbilăului*, St. și cerc. geol. geofiz. geogr., Seria geologie, 1966, **11**, *1*.
4. Dimian M. și Dimian-Popa Elena, *Cercetări sedimentologice privind zona flișului cretacic superior-paleogen și a molasei miocene dintre văile Zăbalei și Buzăului*, Dări de seamă Inst. geol., 1964, **XLIX**, **1** (1961–1962).
5. Dumitrescu L., Săndulescu M., Lăzărescu V., Mirăuță O., Pauliuc S. et Georgescu C., *Mémoire à la carte tectonique de la Roumanie*, An. Com. geol., 1962, **XXXII**.
6. Dumitriu M. și Dumitriu Cristina, *Măsurători de structuri mecanice în unele gresii paleogene din pintenul de Văleni*, Com. Acad. R.P.R., 1959, **IX**, *11*.
7. Dimitriu M., *Arii de sursă ale unor sedimente paleogene din Carpații Orientali*, St. cerc. geol. geofiz. geogr., Seria geologie, 1964, **9**, *1*.
8. Jipa D., *Direcții de aport în gresia de Borșa* (*Maramureș*), Com. Acad. R.P.R., 1962, **XII**, *12*.
9. Mihăilescu N. și Panin N., *Direcții de curent în depozitele eocen-oligocene din regiunea Telciu — Romuli* (*Maramureș*), Com. Acad. R.P.R., 1962, **XII**, *12*.
10. Murgeanu G., *La nappe interne du flysch dans les environs de Comarnic et de Teșila* (*Prahova*), An. Inst. geol., 1934, **XVI**.

11. Murgeanu G., *Sur une cordillère anté-sénonienne dans le géosynclinal du flysch carpatique*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1937, **XXI** (1932—1933).
12. Murgeanu G. et Patrulius D., *Les formations mésozoïques des Carpates Roumaines et de leur avant-pays*, Annal. Inst. Géol. Publ. Hung., 1960, **XLIX**, *1*.
13. Săndulescu M., Săndulescu Jana şi Kusko M., *Structura geologică a părţii de NV a Munţilor Buzăului şi a părţii de SV a Munţilor Vrancei*, Dări de seamă Inst. geol., 1962, **XLVIII** (1960—1961).
14. * * * *Ghidul excursiilor — Carpaţii Meridionali*, Congresul V al Asociaţiei carpato-balcanice, Bucureşti, 1961.

Institutul de geologie şi geografie
al Academiei Republicii
Socialiste România,
Sectorul de sedimentologie
şi
Întreprinderea de prospecţiuni şi laboratoare
a Comitetului de Stat al Geologiei,
Laboratorul de sedimentologie.

Primită în redacţie la 5 mai 1966.

STRATIGRAFIA „FLIȘULUI CURBICORTICAL" DIN PARTEA DE NORD A MOLDOVEI (CARPAȚII ORIENTALI)

DE

GR. ALEXANDRESCU

55(05)

În prezenta lucrare se arată că în unitatea flișului curbicortical, situată la est de linia „Lutul-Roșu", în partea nordică a Moldovei, s-a pus în evidență un sinclinal (sinclinalul Negrileasa) în care apar depozite cretacic superioare. Pe baza unei asociații de *Cephalopoda* și *Lamellibranchiata*, în această regiune s-a identificat prezența vraconianului superior.

Această zonă sinclinală se situează pe același aliniament (în fruntea pînzei interne superioare) ca și sinclinalele de la curbura Carpaților Orientali (Pridvarea—Boncuța, Teliu—Poiana-Florilor, Cernatu—Toria) și reprezintă una dintre zonele cele mai nordice din flișul Carpaților Orientali, în care se mai păstrează depozitele cretacicului superior.

INTRODUCERE

Prin lucrările lor, G. M a c o v e i și I. A t a n a s i u (11) au elaborat pentru flișul cretacic al Carpaților Orientali o schemă stratigrafică, care a constituit o bază temeinică în cercetarea acestui domeniu. Astfel, în flișul cretacic au separat următoarele serii : strate de Sinaia (valanginian—hauterivian), strate de Bistra și șisturi negre (barremian) și apțian cu trei orizonturi (marnos, grezos și conglomeratic). Ultimul ar reprezenta episodul de umplere a geosinclinalului flișului de la sfîrșitul primei faze de sedimentare. Această schemă stratigrafică a dăinuit multă vreme și a stat la baza întocmirii hărții geologice a țării, scara 1 : 500 000, pentru domeniul flișului Carpaților Orientali.

G. C e r n e a (6), studiind flișul cretacic dintre valea Bistriței și valea Moldovei, se încadrează în schema stratigrafică generală elaborată de

St. și cerc. geol. geofiz. geogr. Seria geologie t. 11 nr. 2 p. 527—535 București 1966

G. Macovei şi I. Atanasiu, separînd aceleaşi orizonturi. Autorul arată că flişul cretacic intern se prezintă ca un mare sinclinoriu, al cărui flanc vestic este încălecat de domeniul cristalin mezozoic, iar flancul său estic stă pe şisturile negre.

Cercetători de frunte, printre care M. G. Filipescu, I. Băncilă şi alţii, au descoperit noi elemente litologice, paleontologice şi tectonice, care au contribuit la modificarea acestei scheme stratigrafice a flişului cretacic din Carpaţii Orientali. Astfel, în flişul intern, constituit în cea mai mare parte din depozite cretacice, a fost pusă în evidenţă o mare linie tectonică care a fost denumită linia „Lutul-Roşu". În concepţia autorilor, aceasta separă domeniul flişului intern în două unităţi : o unitate vestică, cunoscută sub denumirea de „pînza internă superioară" (M. G. Filipescu) — „unitatea vest-internă" (I. Băncilă), şi o unitate estică, denumită „pînza internă inferioară" (M. G. Filipescu) — „unitatea est-internă" (I. Băncilă).

Depozitele cretacice care iau parte la alcătuirea acestora au faciesuri deosebite de la o unitate la alta, fapt ce a permis ca pentru fiecare unitate să se alcătuiască o coloană stratigrafică proprie.

Un alt fapt care trebuie menţionat şi care prezintă o deosebită importanţă în rezolvarea unor probleme stratigrafice şi tectonice este punerea în evidenţă, în cuprinsul unităţii situate la est de linia „Lutul-Roşu" (în sectorul cuprins între valea Teleajenului şi valea Trotuşului), a o serie de zone sinclinale, la alcătuirea cărora iau parte, pe lîngă depozite de vîrstă cretacic inferioară, şi depozite de vîrstă cretacic superioară, care pe baza conţinutului paleontologic (macro- şi micro-) aparţin vraconianului, cenomanianului şi turonian — senonianului.

Asemenea zone sinclinale în care se găsesc depozite cretacic superioare sînt următoarele : sinclinalul Măgura Nebunii — Pridvarea — Boncuţa (13), sinclinalul Teliu—Poiana-Florilor (8), sinclinalul Cernatu—Toria (9).

Cu ocazia cercetărilor efectuate de noi în flişul intern din partea nordică a Moldovei am constatat că în cursul superior al văilor Negrileasa şi Ostra (văi situate la sud de valea Moldovei), în cuprinsul unităţii situate la est de linia „Lutul-Roşu", se găseşte o zonă sinclinală, similară ca poziţie cu zonele menţionate în părţile sudice ale Carpaţilor Orientali (Pridvarea — Boncuţa, Teliu — Poiana-Florilor, Cernatu — Toria). Pentru a scoate în evidenţă semnificaţia stratigrafică şi tectonică a acestei zone, în cele ce urmează vom face o prezentare a alcătuirii geologice a acestui sector carpatic.

DATE STRATIGRAFICE

Cele două unităţi ale flişului intern, care iau parte la constituţia acestui sector carpatic, sînt alcătuite după cum urmează (fig.1) :

Pînza internă superioară. Depozitele cretacice care intră în constituţia acestei unităţi aparţin următoarelor entităţi stratigrafice : strate de Sinaia (valanginian — hauterivian), strate de Bistra (barremian —apţian inferior), strate de Babşa (apţian mediu-superior) şi un complex detritic (grezos-conglomeratic) de vîrstă albiană.

GR. ALEXANDRESCU

SCHIȚA GEOLOGICĂ A SECTORULUI OSTRA - NEGRILEASA

Scara : 1:75 000

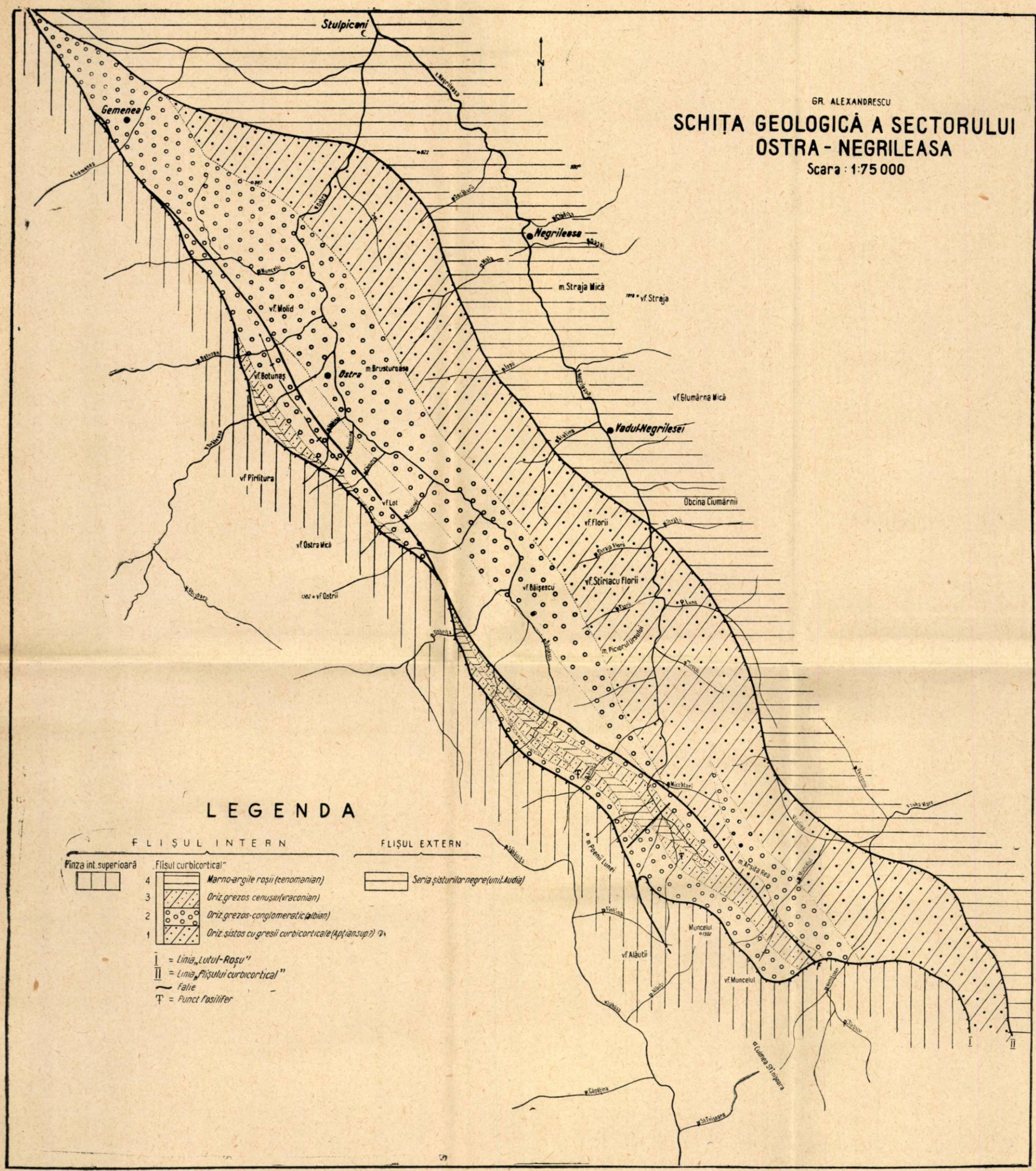
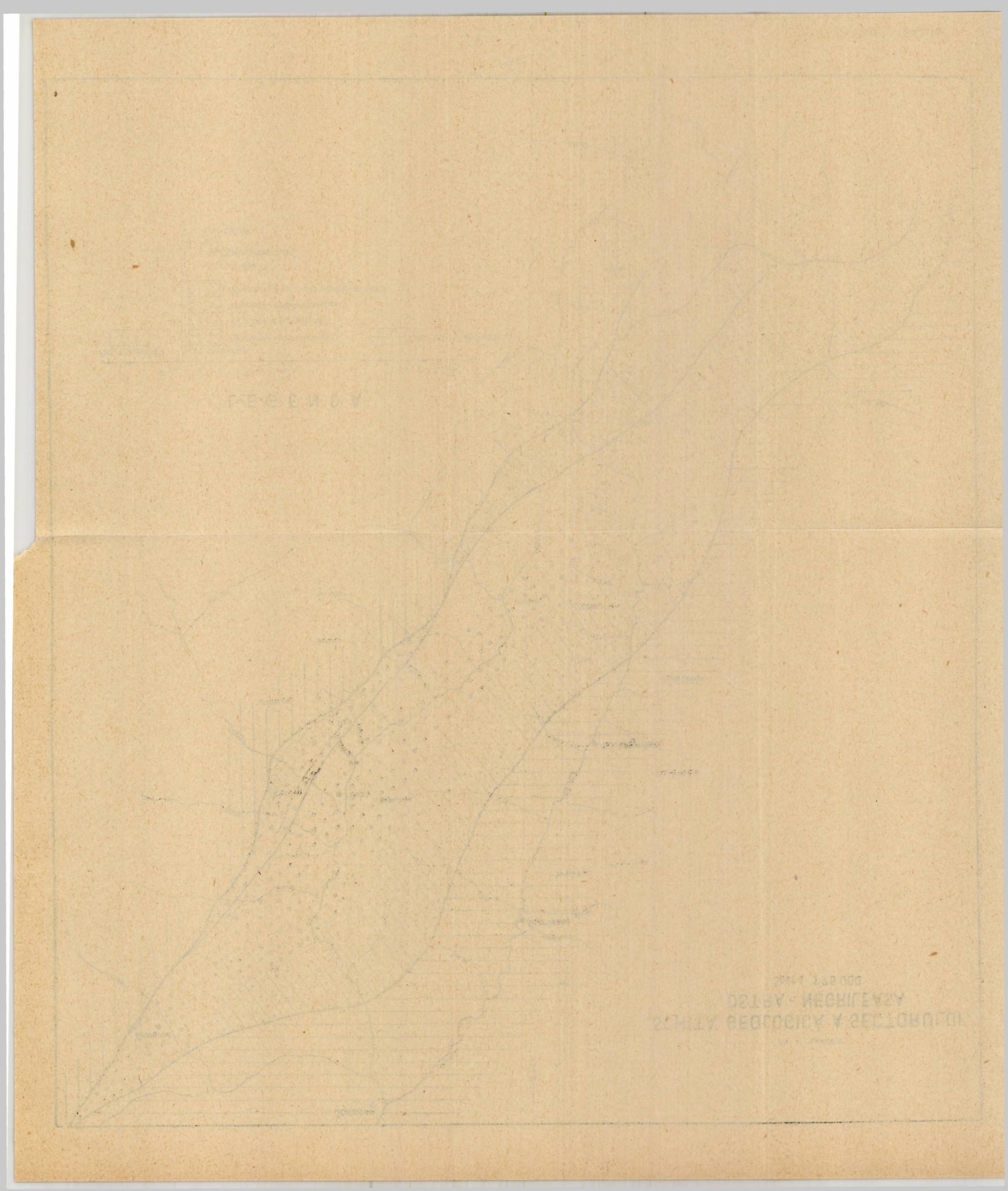


Fig. 1



Pînza internă inferioară (flișul curbicortical). În alcătuirea stratigrafică a acestei unități se individualizează mai multe complexe litologice, după cum urmează :

a) Orizontul șistos cu gresii curbicorticale (apțian superior ?). Este constituit dintr-o alternanță de șisturi argiloase de culoare cenușie, negricioasă sau verzuie. Acestea se succed în alternanță cu gresii micacee. Complexul este bine reprezentat pe toți afluenții văilor Negrileasa și Ostra și păstrează în mod constant aceleași caractere ca în tot lungul Carpaților Orientali. În ceea ce privește vîrsta acestui complex, menționăm faptul că J. Săndulescu (15) a găsit la aproximativ 300 m sub limita cu orizontul superior grezos (Munții Buzăului) două fragmente de amoniți, dintre care unul prezintă caracterele speciei *Parahoplites* cf. *melchioris* Anth. Acest gen este cunoscut în apțianul superior și rar trece în albianul inferior. Reiese deci că, cel puțin în parte, complexul șistos cu gresii curbicorticale aparține apțianului, și anume apțianului superior, și este echivalent în parte cu orizontul șistos din seria șisturilor negre din zona Audia (2).

Din literatura mai nouă, orizontul este cunoscut sub numele de strate de Palanca (4). Pe baza unor resturi de *Inoceramus* găsite în valea Trotușului la Ghimeș și în valea Bistriței, precum și a unui exemplar de *Nehibolites minimus* List., autorul atribuie acestui orizont o vîrstă mai nouă decît apțianul, și anume albian mediu-superior.

Privitor la grosimea acestui orizont nu se pot face aprecieri, din cauză că în acest sector carpatic nu se cunoaște partea sa bazală și, în plus, este intens cutat. În alte regiuni, cum ar fi partea centrală a Carpaților Orientali, M. Săndulescu și J. Săndulescu (16) arată că la limita estică (externă) a flișului curbicortical apar depozite mai vechi decît acesta, fiind reprezentate prin șisturi negre, de vîrstă hauterivian — barremiană. De asemenea, autorii arată că între șisturile negre de la partea bazală și seria șistoasă curbicorticală propriu-zisă s-ar interpune o serie cu caractere mixte, pentru care utilizează denumirea de strate de Toroclej (denumire dată de J. Gherman, după pîrîul cu același nume din bazinul văii Tarcăului) și care ar avea o vîrstă barremian — apțiană. După autori, flișul curbicortical ar aparține apțianului superior — cenomanian.

Privitor la raporturile dintre orizontul șistos cu gresii curbicorticale și zona din față, reprezentată prin seria șisturilor negre, trebuie să menționăm că în 1919—1920, G. Macovei și I. Atanasiu (11), pentru a susține vîrsta barremiană a șisturilor negre și a stratelor de Bistra, au arătat că peste stratele de Bistra, situate în partea de vest a flișului și șisturile negre din est, urmează „apțianul" autorilor, cu cele trei orizonturi (marnos, grezos și conglomeratic). Autorii susțin de asemenea, că între șisturile negre barremiene și depozitele „apțiene", adică seria curbicorticală în sensul autorilor mai noi, există o continuitate perfectă de sedimentare, fiind deci o limită normală între acestea. Această concepție stratigrafică și-a păstrat valabilitatea atîta vreme cît în seria șisturilor negre din zona Audia, ca și în flișul curbicortical situat în vest nu erau făcute orizontări.

În momentul cînd prof. M. G. Filipescu, I. Drăghindă și V. Mutihac (1952) orizontează seria șisturilor negre, distingînd cele trei orizonturi (sferosideritic, șistos și glauconitic), ca și orizontările făcute

de I. Băncilă (4) în flişul curbicortical (strate de Palanca, gresia de Cotumba, marno-argile roşii şi verzi), problema raporturilor dintre flişul curbicortical şi seria şisturilor negre capătă implicit o altă interpretare. Astfel, de unde s-a susţinut ideea unei limite normale (11) s-a ajuns ca acestei limite să i se dea interpretarea ca fiind de natură tectonică, reflectînd un plan de încălecare de amploare variabilă (2), (4), (8), (16).

b) Orizontul grezos-conglomeratic (albian). Urmează peste precedentul şi este alcătuit din gresii micacee masive care alternează cu şisturi argiloase. În unele locuri prezintă intercalaţii lenticulare de microconglomerate şi conglomerate, a căror grosime poate atinge uneori 50 şi 60 m.

Conglomeratele sînt poligene şi elementele care le alcătuiesc sînt variate atît ca mărime, cît şi ca natură petrografică. Unele dintre blocuri pot atinge 1 m diametru. În componentele sale se deosebesc şisturi cristaline şi roci sedimentare. Printre fragmentele de roci sedimentare predomină calcarele cenuşii şi albicioase, calcarele recifale şi calcarele dolomitice.

Facem menţiunea că acest tip de conglomerate, cu elemente de dimensiuni mari şi cu mult calcar, se întîlnesc numai la limita vestică a pînzei interne inferioare. În rest, se întîlnesc intercalaţii lenticulare de conglomerate însă cu elemente mai mici şi lipsite de calcare, fiind constituite în majoritate din şisturi cristaline. Conglomerate, ale căror elemente sînt de dimensiuni mici şi lipsite de calcare, au fost descrise de I. Băncilă (4) la Leţeşti, în bazinul văii Bistriţa.

Intercalaţiile conglomeratice cu elemente mari şi cu multe calcare se dezvoltă în ambele flancuri ale sinclinalului Negrileasa şi apar în următoarele puncte : în flancul vestic al sinclinalului le-am întîlnit pe şoseaua care traversează Culmea Stînişoarei (la cotul şoselei de la vechiul canton), apoi în pîrîul Piatra Muncelului, iar de aici spre nord se regăsesc la izvoarele văii Negrileasa, trec în pîrîul Pietrei Mînăstireşti şi apoi în pîrîul Băieşescu. De aici spre nord-vest nu se mai găsesc, deoarece dispar sub planul de încălecare a pînzei interne superioare. În flancul estic al acestui sinclinal, conglomeratele se dezvoltă în valea Brăteasa, la aproximativ 1 km în amonte de confluenţa acesteia cu valea Ostra. Spre sud, apar numai sub formă de blocuri în pîraiele Slatina şi Bucovina.

În legătură cu aceste conglomerate cu elemente de dimensiuni mari şi cu mult calcar menţionăm faptul că, megascopic, ele seamănă cu conglomeratele de acelaşi tip din unitatea situată la vest de linia „Lutul-Roşu". Acestea din urmă stau geometric peste stratele de Babşa (apţian), aşa cum sînt acelea din muntele Hăcigosu şi Bîtca-Comorii, ca şi acelea din valea Farcaşei. Vîrsta acestora este probabil tot albiană.

În ceea ce priveşte vîrsta orizontului grezos-conglomeratic, I. Băncilă (4) a emis părerea că ar aparţine vraconianului. În sprijinul acestei vîrste citează cîteva exemplare de inocerami şi un exemplar de *Puzosia* sp., găsite în depozitele grezoase de pe pîrîul Rotarului din bazinul Bistriţei.

După părerea noastră, vîrsta acestui orizont nu trece de albian. Bazăm această afirmaţie pe faptul că în bazinul Negrilesei orizontul grezos-conglomeratic suportă un orizont cu depozite fosilifere, care, după

conținutul paleontologic, indică o vîrstă vraconiană. Deci, ținînd seama de acest lucru, trebuie să admitem că depozitele de sub orizontul fosilifer aparțin cu siguranță albianului și credem că sînt sincrone cu depozitele grezo-conglomeratice din pînza internă superioară. Ele s-au depus probabil în parte sau în totalitate în timpul albianului, ca urmare a unor ridicări a zonei cristalino-mezozoice, urmate apoi de eroziuni puternice, care au furnizat acest material calcaros, încheind astfel un ciclu de sedimentare.

c) Orizontul marno-grezos cenușiu (vraconian). Peste orizontul grezo-conglomeratic urmează un pachet de circa 250 m, alcătuit din marne cenușii și negricioase, cu intercalații de gresii subțiri, calcaroase, sau gresii curbicorticale.

În general, marnele sînt grezoase și lipsite de stratificație. Se dezvoltă în special pe flancul vestic al sinclinalului Negrileasa, găsindu-se pe toți afluenții vestici ai acestei văi.

Din partea mijlocie și cea superioară ale acestui pachet, în anul 1963, am recoltat o faună reprezentată prin cefalopode și lamelibranhiate[1] care aparțin următoarele specii :

Stoliczkaia cf. *notha* (Seeley)
Mortoniceras (*Pervinquieria*) cf. *inflatum* (J. Sowerby)
Scaphites hugardianus d'Orb.
Lechites gaudini (Pictet et Campiche)
Anisoceras sp. (? cf. *saussureanum* Pictet sp. sau
? cf. *ornatum* Sowerby sp.)
Phylloceras (*s.l.*) cf. *velledae*
Puzosia sp.
Aucellina gryphaeoides Sow.
Inoceramus sp.

În ansamblu, această asociație indică vraconianul și caracterizează după L.F. Spath (17) și M.Breistroffer (5) zona cu „substuderi" și zona cu „dispar".

De asemenea, speciile găsite de noi sînt comparabile cu unele specii de amoniți din depozitele vraconiene *s. str.* (stratotipul etajului „Vraconniene", Renevier, 1868), de la La Vraconne de lîngă St. Croix (Elveția), menționate recent de O. Renz și H. Luterbacher (14) și care aparțin de asemenea zonelor cu „substuderi" și „dispar".

Ținînd seama de cele arătate mai sus, ajungem la concluzia că, în parte, acest pachet marno-grezos cenușiu aparține vraconianului superior (ostlingoceratian) în sensul lui M. Breistroffer sau albianului superior (pleurohoplitan) în sensul acordat de L. F. Spath. Este posibil ca partea bazală a acestui pachet să aparțină restului vraconianului însă pînă în prezent nu avem nici o dovadă paleontologică care ar putea aduce precizări în această privință.

[1] Determinările făcute de autor au fost confirmate de D. Patrulius, căruia îi aducem mulțumirile noastre.

Poziția vraconianului în cele două unități ale flișului intern. O problemă care trebuie de asemenea discutată, însă asupra căreia nu se pot aduce deocamdată precizări din cauza datelor insuficiente, este aceea a continuității și a discontinuității depozitelor vraconiene față de depozitele subiacente din regiune. În această privință, din lucrările mai recente efectuate de G. Murgeanu și D. Patrulius (12) în valea Dîmboviței reiese că depozitele vraconiene superioare fosilifere, reprezentate prin marne și gresii marnoase cenușii, stau discordant peste apțian — albian (conglomerate de Bucegi și gresii masive). De asemenea, autorii constată că între conglomeratele de Bucegi și începutul ciclului de sedimentare vraconian — senonian — eocen a existat o fază de orogeneză și exondare scurtă, corespunzătoare în parte sau în totalitate albianului.

În zona de curbură a Carpaților Orientali, Gr. Popescu (13) arată că în unitatea de la vest de linia „Lutul-Roșu", pe care o denumește pînza de Bratocea, depozitele vraconiene, în faciesul seriei de Dumbrăvioara, stau discordant peste depozitele cretacice ale pînzei, reprezentate prin strate de Comarnic (barremian) și conglomerate de Ciucaș — Zăganu (apțian — albian).

Recent, M. Ștefănescu și M. Zamfirescu (18), în aceeași unitate, la nord-est de Masivul Ciucaș, au identificat o serie de depozite marno-calcaroase și grezoase, care după conținutul paleontologic (*Scaphites simplex* Browne, *Mariella bergeri* (Brogniart), *Hemiptychoceras* sp., *Lechites gaudini* Pict. et Camp., *Lechites moreti* Breistroffer, *Puzosia* sp., *Phylloceras* sp., *Parahibolites* cf. *tourtiae* Weigner, *Aucellina* sp., *Kosmatella* sp., *Mortoniceras* (*Durnovarites*) *postinflatum* Spath, *Hamites* sp.) aparțin vraconianului superior. Aceste depozite stau de asemenea discordant, atît pe depozitele barremian — apțiene, cît și pe conglomeratele de Ciucaș — Zăganu (albian) ale unității menționate.

În ceea ce privește pînza internă inferioară, din lucrările lui Gr. Popescu (13) privitoare la sinclinalul Pridvarea — Boncuța, M. G. Filipescu (7), (8), privitoare la sinclinalul Teliu — Poiana-Florilor și M. G. Filipescu și Jana Săndulescu (9), pentru sinclinalul Cernatu — Toria, nu rezultă că între depozitele vraconiene și seriile subiacente ar fi o discontinuitate.

Ținînd seama de cele arătate mai sus, precum și de insuficiența observațiilor de teren, așa după cum am mai arătat, nu putem aduce nici o precizare referitoare la continuitatea sau discontinuitatea depozitelor vraconiene în zona sinclinalului Negrileasa, încît această problemă rămîne deschisă.

d) Orizontul marno-argilelor roșii și verzi (cenomanian). Urmează în continuitate peste orizontul precedent și este alcătuit în cea mai mare parte din marno-argile roșii și cenușii, în alternanță cu marne verzui. De asemenea, se găsesc și intercalații subțiri de gresii micacee și marno-calcare cărămizii. Acest orizont a furnizat un bogat material micropaleontologic, reprezentat printr-o asociație de foraminifere, ostracode și dinți de pești (1). Asociația de foraminifere cu *Rotalipora appenninica* și *Rotalipora reicheli* pledează pentru vîrsta cenomaniană a acestui orizont.

DATE TECTONICE

Depozitele cretacice din această regiune se repartizează celor două unități ale flișului intern. Linia „Lutul-Roșu" separă aceste unități (pînza internă superioară și pînza internă inferioară) și reprezintă elementul structural major.

Depozitele care intră în alcătuirea acestor unități sînt intens cutate. Dintre elementele structurale mai importante, care se individualizează în cadrul pînzei interne inferioare (flișul curbicortical), menționăm următoarele :

a) Sinclinalul Negrileasa. Se individualizează ca o structură majoră în cadrul pînzei interne inferioare, reprezentînd o zonă scufundată. Această zonă prezintă o deosebită importanță stratigrafică și tectonică, fiind una dintre zonele cele mai nordice din flișul intern al Carpaților Orientali, în care se mai păstrează depozitele cretacicului superior.

Această zonă se situează pe același aliniament (în fruntea pînzei interne superioare) ca și sinclinalele Pridvarea — Boncuța, Teliu — Poiana-Florilor, Cernatu — Toria, din regiunea de curbură a Carpaților Orientali.

Această structură este bine reprezentată în bazinul văii Negrileasa, unde își păstrează ambele flancuri. Urmărită spre nord-vest se constată că flancul său vestic dispare sub planul de încălecare a pînzei interne superioare, iar din valea Brăteasa, spre nord-vest, sinclinalul se îngustează foarte mult și în cele din urmă dispare complet sub planul de încălecare a unității din vest. În acest caz, unitatea vestică ia contact direct cu seria curbicorticală a pînzei interne inferioare. Menționăm în acest sens că în valea Brăteasa, la circa 1 km în amonte de confluența acesteia cu valea Ostrei, stratele de Bistra din unitatea vestică iau contact cu marnele roșii din flancul estic al sinclinalului Negrileasa. În această parte, pe un pîrîiaș, afluent pe dreapta al văii Brăteasa, se pot vedea cele mai tipice efecte ale încălecării (oglinzi de fricțiune, zdrobiri, elaborări de calcit etc.).

În partea de sud a sectorului cercetat, adică la nord de Masivul Stînișoara, sinclinalul Negrileasa dispare complet sub încălecarea unității vestice. În acest caz, amploarea încălecării este de cel puțin 5 km.

b) Anticlinalul Ostra. Ce de-al doilea element structural este anticlinalul Ostra. Acesta este constituit, în cea mai mare parte, din depozitele orizontului șistos-grezos și este bine reprezentat în valea Brăteasa, la circa 1 km în amonte de confluența acesteia cu valea Ostra.

CONCLUZII

Din cele arătate mai sus, se desprind următoarele concluzii :

— Depozitele cretacice în facies de fliș, care apar în sectorul nordic al Carpaților Orientali, aparțin flișului intern și se repartizează celor două unități ale acestuia (pînza internă superioară și pînza internă inferioară).

— Aceste două unități sînt separate din linia „Lutul-Roșu", care reprezintă elementul structural major.

— În alcătuirea unității situate la vest de această linie, cunoscută în literatură sub denumirea de „pînza internă superioară", flișul vest-intern, iau parte următoarele entități litologice : strate de Sinaia (valan-

ginian — hauterivian), strate de Bistra (barremian — apţian inferior), strate de Babşa (apţian) şi un orizont grezo-conglomeratic (albian).

— În alcătuirea unităţii situate la est de linia „Lutul-Roşu", cunoscută sub denumirea de „pînza internă inferioară", flişul est-intern sau flişul curbicortical, se individualizează patru complexe litologice: orizontul şistos cu gresii curbicorticale (apţian), orizontul grezos-conglomeratic (albian), orizontul marno-grezos cenuşiu (vraconian) şi orizontul de argile roşii-cenuşii şi verzi (cenomanian).

— Pe baza unei asociaţii de *Cephalopode* şi *Lamellibranchiata*, recoltate din orizontul marno-grezos, cenuşiu, s-a identificat prezenţa vraconianului superior în această regiune.

— După asociaţia de foraminifere, orizontul de argile roşii şi verzi aparţine cenomanianului.

— În afară de elementul structural major (linia „Lutul-Roşu") care separă cele două unităţi ale flişului intern, în cadrul unităţii situate la est de această linie, s-a pus în evidenţă un sinclinal (sinclinalul Negrileasa), care se situează pe acelaşi aliniament (în fruntea pînzei interne superioare) ca şi sinclinalele de la curbura Carpaţilor Orientali (Pridvarea — Boncuţa, Teliu — Întorsura-Buzăului, Cernatu — Toria). Acest sinclinal este una dintre zonele cele mai nordice din flişul Carpaţilor Orientali, în care se mai păstrează depozitele cretacicului superior.

— Atît spre nord-vest, cît şi spre sud-est, sinclinalul Negrileasa este încălecat de depozitele pînzei interne superioare, încălecare ce atinge local cel puţin 5 km.

BIBLIOGRAFIE

1. Alexandrescu Gr. şi Bratu Elena, *Consideraţii asupra vîrstei marnelor roşii de la Ostra (Carpaţii Orientali)*, Dări de seamă Inst. geol., 1964, **L**, *1*, (1962—1963).
2. Alexandrescu Gr., *Observaţii geologice în flişul cretacic din regiunea Găineşti — Stîlpicani (Carpaţii Orientali)*, Dări de seamă Inst. geol., 1964, **XLIX** (1961—1963).
3. Alexandrescu Gr. şi Şoigan P., *Observaţii geologice în bazinul Văii Largului (Valea Bistriţei — Carpaţii Orientali)*, Com. Acad. R.P.R., 1963, **XIII**, *8*.
4. Băncilă I., *Geologia Carpaţilor Orientali*, Edit. ştiinţifică, Bucureşti, 1958.
5. Breistroffer M., *Sur les zones d'Ammonites dans l'Albien de France et d'Angleterre*, Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble, 1947, **XXVI**.
6. Cernea G., *Zona internă a flişului între Valea Moldovei şi Valea Bistriţei*, An. Inst. geol 1952, **XXIV**.
7. Filipescu M. G., *Contribuţii la orizontarea Cretacicului din flişul Carpaţilor Orientali*, Rev Univ. Buc. şi a Politehn. Buc., seria şt. nat., 1955, *8*.
8. — *Vederi noi asupra tectonicii flişului Carpaţilor Orientali*, Rev. Univ. Buc. şi a Politehn. Buc., seria şt. nat., 1955, *6—7*.
9. Filipescu M. G. şi Săndulescu Jana, *Contribuţii la cunoaşterea flişului cretacic din regiunea Cernatu (Munţii Bodocului)*, St. şi cerc. geol., 1963, **VIII**, *4*.
10. Filipescu M. G. şi Neagu T., *Contribuţii la orizontarea Cretacicului de pe Valea Teliu*, Rev. Univ. Buc., 1956, *12*.
11. Macovei G. şi Atanasiu I., *Structura geologică a Văii Bistriţa între Pîngăraţi şi Bistricioara*, Dări de seamă Inst. geol., 1926, **VIII** (1919—1920).
12. Murgeanu G. şi Patrulius Dan, *Cretacicul superior de pe marginea Leaotei şi vîrsta conglomeratelor de Bucegi*, Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., Seria geol., geogr., biol., şt. tehn. şi agr., 1957, **II**, *1*.

13. Popescu Gr., *Contribuții la stratigrafia flișului cretacic dintre Valea Prahovei și Valea Buzăului, cu privire specială asupra Văii Teleajenului*, St. și cerc. geol., 1958, **III**, *3—4*.

14. Renz O. u. Luterbacher H., *Die mittlere Kreide von La Vraconne bei St. Croix (Kt. Waadt)*, Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u.-Ing., 1965, **31**, *81*.

15. Săndulescu Jana, *Contribuții la cunoașterea flișului cretacic din regiunea Barcani (Munții Buzăului)*, St. și cerc. geol. geofiz. geogr., Seria geologie, 1965, **10**, *1*.

16. Săndulescu M. et Săndulescu Jana, *Les nappes internes de la zone du Flysch dans la partie centrale des Carpates orientales*, VIIème Congrès, Assoc. Géol. Carpato-Balkanique, Sofia, 1965, partea I.

17. Spath F. L., *A monograph of the Ammonoidea of the Gault*, Palaeontographical Society, Londra, 1923—1943, părțile VII—XIV.

18. Ștefănescu M. și Zamfirescu M., *Iviri noi de Vraconian—Cenomanian în zona conglomeratelor de Ciucaș — Zăganu*, St. și cerc. geol. geofiz. geogr., Seria geologie, 1964, **9**, *1*.

Institutul geologic
al
Comitetului de Stat a Geologiei.

Primită în redacție la 30 aprilie 1966.

BIOZONAREA DEPOZITELOR TORTONIENE DIN BAZINUL BRAD—SĂCĂRÎMB

DE

GIANINA CIOFLICA şi GH. POPESCU

55(05)

Studiul micropaleontologic al depozitelor tortoniene din Bazinul Brad—Săcărîmb a dat posibilitatea separării a şase biozone comparabile cu cele separate în Bazinul Vienei sau în Bazinul Dacic. Paralel, au fost studiate şi spectrele sporopolinice care indică pentru tot timpul sedimentării depozitelor tortoniene un climat cald şi umed.

Depozitele de molasă care alcătuiesc umplutura bazinului miocen Brad — Săcărîmb se dispun discordant peste un fundament mezozoic, constituit din calcare de Stramberg, ofiolite jurasice şi gresii şi marne cretacice. Dintre depozitele miocene, o extindere mare o au pietrişurile de Almaşul-Mare, considerate de T. P. Ghiţulescu şi M. Socolescu (12) ca aparţinînd tortonianului, iar de Gh. Mantea şi colaboratori [1] tortonianului inferior. Depozitele marnoase şi grezoase cu gipsuri şi intercalaţii de cinerite, care stau peste pietrişurile de Almaşul-Mare, sînt atribuite de aceiaşi autori tortonian — sarmaţianului şi, respectiv, tortonianului superior. În urma studiilor micropaleontologice efectuate de Jana Săndulescu [2], se ajunge la concluzia că depozitele de peste pietrişurile de Almaşul-Mare includ o microfaună care indică tortonianul inferior şi tortonianul superior. Conform datelor obţinute, autoarea atrage atenţia asupra posibilităţii existenţei unor depozite tortoniene în cadrul celor separate de T. P. Ghiţulescu şi M. Socolescu ca sarmaţiene.

---

[1] Gh. Mantea, E. Antonescu, S. Balş, R. Bordea, J. Dan, C. Tomescu, C. Cornea, T. Odobescu şi R. Puricel, *Prospecţiuni geologice pentru minereuri aurifere şi neferoase în Munţii Metaliferi*, Rap. Arh. Inst. geol., 1961.

[2] Jana Săndulescu, *Studiul micropaleontologic al depozitelor neogene din regiunea Ormindea — Hărţăgani*, Rap. Arh. Inst. geol., 1962.

Recent, G. Cioflica, G. Istrate, Gh. Popescu şi G. G. Ududaşa (6) disting în cadrul depozitelor neogene din regiunea, Brad—Săcărîmb două complexe: complexul pietrişurilor de Almaşul-Mare helveţian terminal, şi complexul vulcanogen-sedimentar, tortonian. Complexele au fost datate în baza studiului unei bogate microfaune cu ajutorul căreia a fost demonstrată şi existenţa succesiunii complete a tortonianului. Cercetările micropaleontologice de faţă şi încercarea de biozonare în detaliu pe bază de foraminifere constituie o continuare a celor efectuate de noi anterior (6). Paralel, au fost studiate spectrele sporopolinice care pun în evidenţă condiţiile paleoclimatice din timpul formării depozitelor tortoniene.

Orizontării depozitelor tortoniene făcute în regiunea subcarpatică a Munteniei (19), (23) le-au urmat primele studii micropaleontologice de detaliu (16). Aceste studii au condus la stabilirea unor zone micropaleontologice, dovedite valabile pentru zona subcarpatică şi Maramureş, şi, după cum vom vedea, destul de apropiate de cele separate în regiunea Brad—Scărîmb.

Cercetările noastre micropaleontologice se bazează pe studiul a peste 50 de probe colectate din mai multe zone: Hărţăgani (pîrîul Ştirba, pîrîul Mariei, valea Dubei), Sălişte, Trestia (Valea Mare, interfluviul valea Stogului — Valea Mare) şi Vărmaga (sud de Dealul Lidişoiu şi Pîrîul Mare situat în amonte de confluenţa cu pîrîul Măgurei).

Profilul de pe valea Dubei (de la Hărţăgani) oferă cea mai bună deschidere succesiunilor ambelor complexe litologice, dînd posibilitatea colectării unui profil microapelontologic continuu. Aici se poate urmări următorul profil: peste calcarele de Stramberg sau peste ofilitele jurasice se dispun discordant pietrişuri cu liant alcătuit din argilă roşie, fără stratificaţie sau cu stratificaţie încrucişată, cu intercalaţii de nisipuri şi microconglomerate, uneori argile roşii sau cenuşii bine stratificate. Aceste depozite au fost separate de G. Cioflica şi colaboratori (6) sub denumirea de complex al pietrişurilor de Almaşul-Mare. În continuitate de sedimentare urmează marne cenuşii-albicioase, foarte bogate în microfaună, marne cenuşii cu intercalaţii de cinerite şi gips şi marne negricioase cu urme cărbunoase cu intercalaţii de gresii calcaroase şi aglomerate vulcanice, numite de aceiaşi autori complexul vulcanogen-sedimentar. Cu acest complex se încheie ciclul miocen de sedimentare.

Complexul pietrişurilor de Almaşul-Mare s-a dovedit steril din punct de vedere faunistic; zonarea micropaleontologică încercată de noi şi spectrele sporopolinice se vor referi deci numai la complexul vulcanogen-sedimentar.

Au fost distinse şase biozone (fig. 1) care, începînd din bază sînt:

pentru tortonianul interior — zona cu — *Globigerinoides bisphaericus* şi
— zona cu — *Oribulina*, în care se pot separa:
— subzona cu *Candorbulina universa* şi
— subzona cu *Orbulina — Robulus*

pentru tortonianul mediu — zona cu — *Globorotalia mayeri* şi
— zona cu — *Sphaeroidina*

pentru tortonianul superior — zona cu — *Bulimina* şi
— zona cu — *Uvigerina venusta liesingensis*

1. Zona cu *Globigerinoides bisphaericus*. Se plasează imediat deasupra limitei dintre complexul pietrişurilor de Almaşul-Mare şi complexul vulcanogen-sedimentar. Aceasta a fost prinsă într-un singur loc în regiune, şi anume pe valea Dubei, unde limita dintre cele două complexe este bine deschisă.

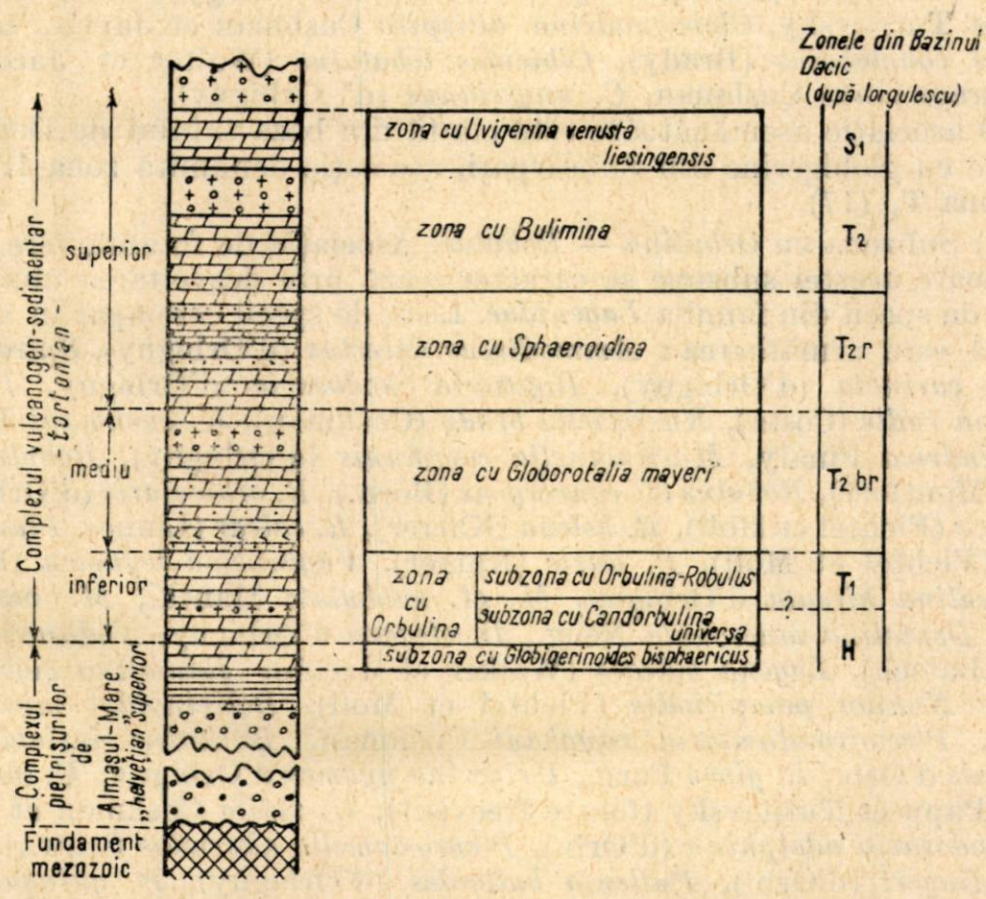


Fig. 1. — Tablou comparativ al biozonelor din Bazinul Brad — Săcărîmb şi Bazinul Dacic. Scara coloanei litologice 1 : 2 500.

Asociaţia de microfaună, în ordinea frecvenţei, este următoarea : *Globigerinoides bisphaericus* Todd, *G. triloba* (Reuss), *G. transitorius* Blow, *Globigerina bulloides* d'Orbigny ; mai rar, *Martinottiella communis* (d'Orbigny), *Karreriella* cf. *cylindrica* Finaly, *Robulus* sp., *Cibicides ungerianus* (d'Orbigny). Această zonă, foarte des citată în literatura de specialitate (2), (9), (10), (14) este considerată de majoritatea cercetătorilor ca plasîndu-se la limita dintre helveţian şi tortonian, aparţinînd totuşi helveţianului terminal. Menţionăm că aici este primul loc din ţară unde se citează această asociaţie de foraminifere. Ea ar trebui căutată în „helveţianul" cenuşiu din Subcarpaţi sau în partea medie a stratelor de Hida.

2. Zona cu *Orbulina*. Urmărind asociaţiile microfaunistice care apar în coloana litologică corespunzătoare acestei zone, atrage atenţia conţinutul mare de foraminifere pelagice în bază şi apariţia unui bogat bentos spre partea superioară, care se adaugă la formele pelagice anterioare. De aceea am împărţit această zonă în două subzone :

a) Subzona cu *Candorbulina universa*. Aici predomină : *Candorbulina universa* Jedl., *Orbulina universa* d'Orbigny, *Globorotalia mayeri* Cushman et Ellisor şi mai rar *Ammodiscus incertus* d' Orbigny, *A. turbinatus* Cushman, *Martinottiella communis* (d'Orbigny), *Karreriella brady* (Cushman), *K. cushmani* Finaly, *Vulvulina pennatula* (Batsch), *Vaginulina legumen* (Linné), *Robulus convergens* (Born.), *Uvigerina auberiana* d'Orbigy, *U. macrocarinata* Papp et Turnovsky, *Globoquadrina altispira* Cushman et Jarvis, *Globigerinoides conglobatus* (Brady), *Cibicides lobatulus* (Walter et Jacob), *C. pseudoungerianus* Cushman, *C. ungerianus* (d' Orbigny).

O asociaţie asemănătoare este citată din baza tufului de Dej şi din marnele cu globigerine din Subcarpaţi, asociaţie denumită zona HT (16) apoi zona T_1 (17).

b) Subzona cu *Orbulina — Robulus*. Asociaţia de foraminifere corespunzătoare acestei subzone se caracterizează prin dezvoltarea unui mare număr de specii din familia *Lagenidae*. Lista de specii care apar în această subzonă este următoarea : *Ammodiscus incertus* (d'Orbigny), *Spiroplectammina carinata* (d'Orbigny), *Bigeneria nodosaria* d'Orbigny, *Pseudoclavulina rudis* (Costa), *Karreriella brady* (Cushman), *K. cushmani* Finaly, *K. cylindrica* Finaly, *Martinottiella communis* (d'Orbigny), *Robulus cultratus* (Montfort), *Robulus* cf. *convergens* (Born.), *R. orbicularis* (d'Orbigny), *R. vortex* (Fichtel et Moll), *R. helena* (Karrer), *R. calcar* (Linné), *Planularia cassis* (Fichtel et Moll), *P. auris* (Karrer), *Vaginulina legumen* (Linné), *Marginulina hirsuta* d'Orbigny, *M.* cf. *subbulata* Hantk., *M. variabilis* Neug., *Dentalina mucronata* Neug., *D. elegans* d'Orbigny, *Nodosaria obliquata* (Batsch), *Lagena sulcata* (Walker et Jacob), *Ramulina globulifera* Brady, *Nonion pompiliodes* (Fichtel et Moll), *Bolivinoides miocenicus* Giann., *Plectofrondicularia vaughani* Cushman, *Bulimina inflata* Seg., *B. affinis* d'Orb., *B. gibba* Forn., *Uvigerina pygmea* d'Orbigny, *U. macrocarinata* Papp et Turnovsky (foarte frecvent), *U. rutila* Cushman et Todd, *Siphonodosaria adolphina* (d'Orb.), *Pleurostomella alternans* Schw., *Eponites haidingeri* (d'Orb.), *Pullenia bulloides* (d'Orbigny), *P. quinquelobata* (Reuss), *Globigerina bulloides* d'Orbigny, *G. foliata* Bolli, *Globigerinoides bisphaericus* Todd, *G. trilobus* (Reuss), *Candorbulina universa* Jedl., *Orbulina universa* d'Orbigny, *Globorotalia mayeri* Cushman et Ellisor, *Globoquadina altispira* Cushman et Jarvis, *Anomalina ammonoides* (Reuss), *A. grosserugosa* (Grünb.), *Cibicides dutemplei* (d' Orbigny), *C. boueanus* (d'Orbigny), *C.* cf. *bogdanovi* Serova, *C. lobalulus* (Walker et Jacob), *C. pseudoungerianus* Cushman.

Aceste două zone corespund tortonianului inferior (6). Urmărind şi spectrele sporopolinice corespunzătoare tortonianului inferior, se constată că întîietatea numerică o deţin arborii. Dintre conifere, care sînt bine reprezentate, genul *Pinus* este dominant (70%). Taxodiaceele sînt prezente, ceea ce indică existenţa unui climat cald şi umed. Termofilele, care în baza tortonianului inferior ating 23%, scad spre partea superioară. Dintre acestea citäm genurile *Juglans*, *Carya*, *Pterocarya* etc. Grupul ierburi nu depăşeşte 6% şi este variat reprezentat, în special prin familile *Chenopodiaceae*, *Compositae*, *Caryophyllaceae*, *Polygonaceae* şi *Nymphaeaceae* (tabelul nr. 1).

Sporii, care înregistrează un procent redus (pînă la 13%), sînt prezenţi prin familiile *Polypodiaceae*, *Osmundaceae*, *Schizeaceae* etc., pledînd şi ei pen-

Tabelul nr. 1

Conținutul procentual al speciilor întîlnite în probele de pe valea Duba

Subdiviziunile tortonianului	Numărul probei	Componenți principali				Copaci																																	Ierburi											Spori					
		copaci	ierburi	spori	termofile	*Pinus*	*Picea*	*Podocarpus*	*Keteleeria*	*Abies*	*Tsuga*	*Taxodium*	*Ginkgo*	*Betula*	*Acer*	*Alnus*	*Fagus*	*Quercus*	*Ulmus*	*Tilia*	*Carpinus*	*Zelcova*	*Liquidambar*	*Castanea*	*Juglans*	*Carya*	*Pterocarya*	*Platycarya*	*Engelhardtia*	*Myrtus*	*Magnolia*	*Salix*	*Corylus*	*Chenopodiaceae*	*Gramineae*	*Compositae*	*Rosaceae*	*Caryophyllaceae*	*Anacardiaceae*	*Valerianaceae*	*Umbelliferae*	*Ericaceae*	*Polygonaceae*	*Nymphaeaceae*	*Myriophyllum*	*Varia*	*Polypodiaceae*	*Osmundaceae*	*Schizeaceae*	*Lygodiaceae*	*Sphagnum*	**Spori nedeterminați**
Tc	304 c	94	1	5	6	88	2	2	—	—	—	—	—	—	<1	2	1	2	—	<1	2	—	—	1	—	<1	—	—	—	—	—	<1	—	—	—	33	—	—	—	33	—	—	—	34	46	9	—	9	—	36
	304 b	95	<1	5	3	90	—	1	3	—	—	—	1	—	—	1	—	<1	1	—	<1	—	—	<1	<1	—	—	—	—	—	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—	100	—	—	—	—	30	40	20	—	10	—
	304 a	91	3	6	8	91	<1	<1	1	—	—	—	<1	—	<1	—	<1	2	<1	<1	—	—	—	<1	—	2	—	—	—	—	—	—	14	—	—	—	29	—	—	14	29	—	14	—	—	29	21	50	—	—	—
	387	93	1	6	11	74	<1	2	4	—	<1	1	3	—	1	1	—	2	3	1	—	—	—	1	—	2	1	1	—	—	—	—	2	—	50	—	—	—	—	—	—	50	—	—	—	—	42	42	16	—	—	—
Tb	485	93	3	4	24	54	—	2	5	<1	2	6	—	—	—	6	<1	11	3	<1	2	—	<1	<1	<1	5	1	—	—	<1	<1	—	1	—	—	14	—	—	14	—	—	72	—	—	—	—	20	70	—	10	—	—
	484	90	5	5	17	61	<1	4	4	—	<1	4	1	1	—	4	—	4	5	—	2	<1	—	2	1	2	1	—	—	—	—	2	2	—	—	—	—	—	—	9	—	73	—	—	9	9	18	46	9	—	—	27
	379	95	1	4	17	60	1	2	3	—	1	5	2	1	—	3	—	5	6	2	<1	—	—	2	1	1	—	—	—	—	—	<1	4	—	—	—	—	—	—	—	33	67	—	—	—	—	25	75	—	—	—	—
	477	86	7	7	6	80	3	2	—	—	1	—	—	1	—	1	1	3	—	2	—	—	—	1	—	<1	—	—	—	—	—	1	3	7	7	46	—	—	—	—	—	7	13	13	—	7	29	65	6	—	—	—
	476	85	3	12	9	81	—	<1	3	<1	1	<1	—	—	1	1	<1	3	1	—	<1	1	—	1	<1	1	—	—	1	—	—	<1	1	17	17	—	—	17	17	—	—	32	—	—	—	—	38	21	41	—	—	—
Ta	245	90	2	8	15	70	—	1	2	—	<1	<1	3	1	—	4	—	2	3	<1	—	—	—	2	—	4	2	2	—	—	—	—	4	40	—	40	—	20	—	—	—	—	—	—	—	—	48	17	35	—	—	—
	375	81	6	13	23	68	<1	1	2	<1	<1	1	—	1	—	1	—	4	<1	4	3	—	—	2	—	6	1	<1	2	—	—	—	2	14	—	—	—	—	14	—	—	—	36	36	—	—	38	38	21	—	3	—

tru un climat cald şi umed. Pentru a ilustra compoziţia vegetaţiei existente în tortonianul inferior, dăm lista cu conţinutul sporopolinic determinat în proba nr. 375 (tabelul nr. 1) :

Copaci — 81% : *Pinus* 68%, *Picea* < 1%, *Keteleeria* 2%, *Podocarpus* 1%, *Tsuga* <1%, *Abies* < 1%, *Taxodium* 1%, *Betula* 1%, *Alnus* 1%, *Quercus* 4%, *Ulmus* <1%, *Tilia* 4%, *Carpinus* 3%, *Castanea* 2%, *Engelhardtia* 2%, *Platycarya* <1%, *Pterocarya* 1%, *Carya* 6%, *Corylus* 2%.

Ierburi — 6% : *Nymphaeaceae* 36%, *Polygonaceae* 36%, *Chenopodiaceae* 14%, *Anacardiaceae* 14%.

Spori — 13% : *Polypodiaceae* 38%, *Osmundaceae* 38%, *Schizeaceae* 21%, *Sphagnum* 3%.

Tortonianului mediu îi corespund zonele cu *Globorotalia mayeri* şi cu *Sphaeroidina*.

1. Zona cu *Globorotalia mayeri*. În coloana litologică această zonă cuprinde marnele cu intercalaţii de gresii silicioase, gipsuri şi cinerite. Aici microfauna este extrem de săracă. Formele din zona subiacentă dispar, singura specie care persistă şi apare într-un număr foarte ridicat este *Globorotalia mayeri* Cushman et Ellisor. Această zonă este echivalentă zonei T_2 Br (17).

2. Zona cu *Sphaeroidina*. Deasupra zonei cu *Globorotalia mayeri* se constată o revenire a condiţiilor propice pentru dezvoltarea faunelor. Foraminiferelor li se adaugă o bogată asociaţie de radiolari. Aici se întîlnesc formele : *Spiroplectammina carinata* (d'Orbigny), *S. scagligera* Lucz., *Textularia marie* d'Orb., *T. marinosi* Chr., *Siphotextularia concava* (Karrer), *S. inopinata* Lucz., *Martinottiella communis* (d'Orb.), *Dentalina elegans* d'Orbigny, *Nodosaria longiscata* d'Orbigny, *Nonion pompilioides* (Fichtel et Moll), *Plectofrondicularia* sp., *Bulimina aculeata* d'Orbigny, *B. aculeata prorrecta* Lucz., *B. buchiana* d'Orbigny, *B. elongata* d'Orbigny, *B. inflata* Seg., *Reussella spinulosa* (Reuss), *Angulogerina angulosa* (Williamson), *Uvigerina auberiana* d'Orbigny, *U. pygmea* d'Orbigny, *U. semiornata* d'Orbigny, *U. rutila* Cushman et Todd, *U. schwaegeri* Brady, *U.* cf. *peregrina* Cushman, *U. pygmenides* Papp et Turnovsky, *Bitubulogenerina* cf. *dertornensis* Giann., *Eponites repandus* (Fichtel et Moll), *E. praeccinctus* (Karrer), *Hönglundina elegans* (d'Orbigny), *Cassidulina* sp., *Pullenia bulloides sexacamerata* Psich., *P. quinquelobata* (Reuss), *Globigerina bulloides* d'Orbigny, *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Orbulina universa* d'Orbigny, *Cibicides boueanus crrasus* Lucz., *C. pseudoungerianus* Cushman. Dintre speciile enumerate mai sus, cele mai frecvente sînt cele aparţinînd genurilor *Pullenia*, *Spaeroidina* şi *Uvigerina*. Dată fiind asemănarea asociaţiilor de radiolari (P. Dumitrică — informare orală) şi de foraminifere această zonă ar fi echivalentă zonei T_2R (16), (17).

În tortonianul mediu, spectrele sporopolinice se caracterizează de asemenea printr-o superioritate numerică a arborilor, între care coniferele continuă să predomine, genul *Pinus* avînd o frecvenţă deosebită. Caracteristică este scăderea lui numerică spre partea superioară a tortonianului mediu, unde atinge 54%, în timp ce procentul termofilelor înregistrează aici un maxim (24%). La acest nivel sînt prezente genurile *Magnolia* şi *Myrtus*, neîntîlnite nicăieri în tot profilul.

Rezultatele analizelor palinologice indică pe diagramă la acest nivel un maxim (tabelul nr. 1) pe care îl atinge curba termofilelor, fapt pentru

care această fază poate fi considerată ca o fază de optim climatic. Asociaţia floristică întîlnită aici este următoarea (proba nr. 485 — tabelul nr. 1):

Copaci — 93%: *Pinus* 54%, *Abies* <1%, *Podocarpus* 2%, *Keteleeria* 5%, *Tsuga* 2%, *Taxodium* 6%, *Fagus* <1%, *Alnus* 6%, *Quercus* 11%, *Ulmus* 3%, *Tilia* <1%, *Carpinus* 2%, *Liquidambar* <1%, *Castanea* <1%, *Carya* 5%, *Pterocarya* 1%, *Myrtus* <1%, *Magnolia* <1%, *Corylus* 1%.

Ierburi — 3%: *Ericaceae* 72%, *Compositae* 14%, *Anacardiaceae* 14%.

Spori — 4%: *Osmundaceae* 70%, *Lygodiaceae* 10%, *Polypodiaceae* 20%.

Ierburile, care nu depăşesc 5%, sînt reprezentate prin familiile *Chenopodiaceae*, *Gramineae*, *Compositae*, *Caryophyllaceae*, *Nymphaeaceae* etc.

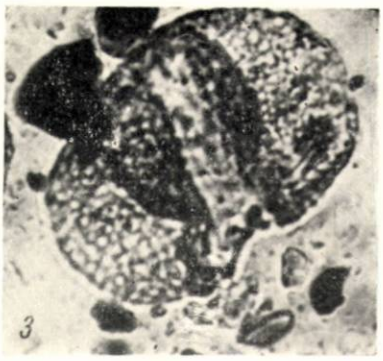
Din grupul spori, care prezintă valori între 4 şi 12%, se întîlnesc familiile : *Osmundaceae*, *Polypodiaceae* etc.

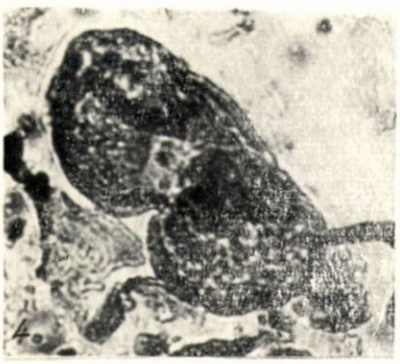
În tortonianul superior, în care se dezvoltă marne negricioase, compacte cu urme cărbunoase, intercalaţii de gresii calcaroase şi aglomerate, am distins două zone : zona cu *Bulimina* şi zona cu *Uvigerina venusta liesingensis*.

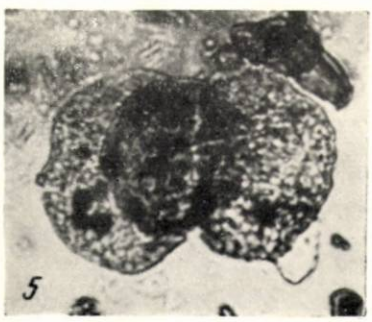
1. Zona cu *Bulimina*. Aici microfauna de foraminifere este mai săracă în schimb apare un element nou, caracteristic, genul *Spirialis* (*S. hospes* Rolle, *S. nucleatus* Zhiz., *S. steogyra* (Phillipi), *S. tarchanensis* Kittl). Asociaţia de foraminifiere : *Bulimina elongata* d'Orbigny, *B. subbulata* Cushman, *Astrononion* cf. *stelligerum* (d'Orbigny), *Orbulina universa* d'Orbigny, *Globigerina bulloides* d'Orbigny.

2. Zona cu *Uvigerina venusta liesingensis*. În marnele cu puternice intercalaţii de aglomerate, care constituie partea superioară a complexului vulcanogen-sedimentar, se găseşte o asociaţie deosebit de bogată de foraminifere caracteristică tortonianului terminal. Această zonă este echivalentă părţii superioare a zonei T_2b sau T_2 şi cu partea inferioară a zonei S (16), (17). În Bazinul Vienei, zona cu *Uvigerina venusta liesingensis*, corespunde părţii superioare a zonei cu *Bolivina — Bulimina* şi deci s-ar plasa imediat sub limita tortonian — sarmaţian (15), (21). Asociaţia de foraminifere din această zonă este : *Spiroplectammina scagligera* Lucz., *Bigeneria nodosaria* d'Obrigny, *Sigmoilina* cf. *tenuis* (Czj.), *Pyrgo depresa* (d'Orbigny), *Lagena hexagona* (Williamson), *Nonion boueanum* (d'Orbigny), *N. commune* (d'Orbigy), *N. soldanii* (d'Orbigny), *N. martkobi* Bogd., *Elphidium crispum* (Linné), *E. fichtelianum* (d'Orbigny), *E.* cf. *flexuosum* (d'Orbigny), *Bulimina subbulata* Cushman, *B. inflata* Seg., *Reussella spinulosa* (Reuss), *Angulogerina angulosa* (Williamson), *Uvigerina schwargeri* Brady, *Uvigerina* sp., *Uvigerina venusta liesingensis* Toula, *Bitubulogenerina dertornensis* Giann., *Cassidulina margareta* Karrer, *Pullenia bulloides* d'Orbigny, *P. quinquelobata* (Reuss), *Globigerina bulloides* d'Orbigny, *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Orbulina universa* d'Obrigny, *Cibicides dutemplei* (d'Orbigny), *C. lobatulus* (Walker et Jacob), *C. pseudoungerianus* Cushman.

Rezultatele obţinute din analizele sporopolinice din depozitele aparţinînd tortonianului superior nu prezintă deosebiri esenţiale faţă de restul profilului.







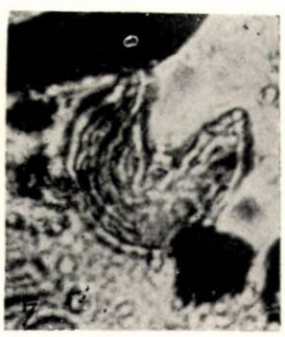
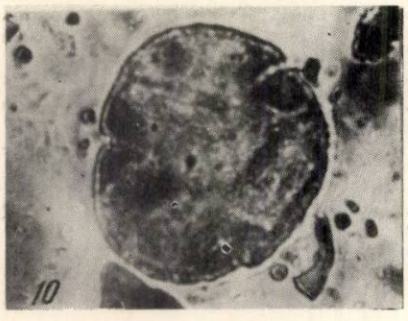
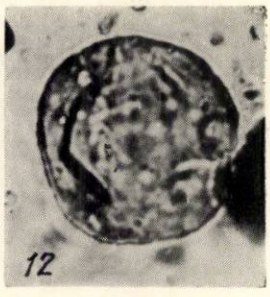
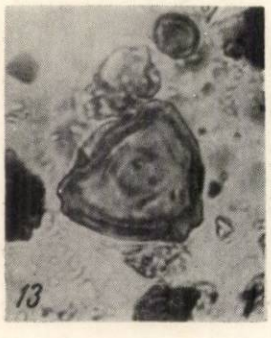
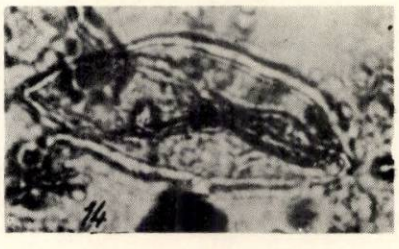


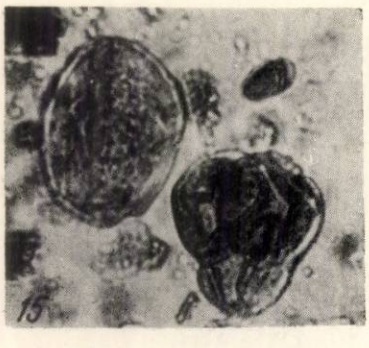
Fig. 3. — *Pinus* sp. (× 160).
Fig. 4. — *Pinus* sp. (× 160).
Fig. 5. — *Podocarpus* sp. (× 160).
Fig. 6. — *Tsuga* sp. (× 160).
Fig. 7. — *Taxodium* sp. (× 160).
Fig. 8. — *Alnus* sp. (× 160).
Fig. 9. — *Ulmus* sp. (× 160).











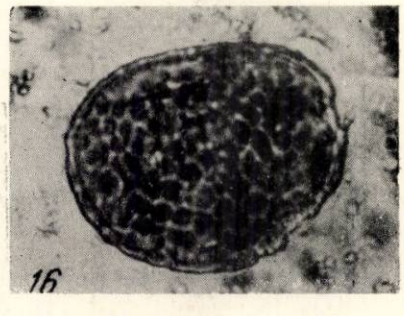


Fig. 10. — *Tilia* sp. (× 160).
Fig. 11. — *Castanea* sp. (× 160).
Fig. 12. — *Carya* sp. (× 160).
Fig. 13. — *Myrtus* sp. (× 160).
Fig. 14. — *Magnolia* sp. (× 160).
Fig. 15. — *Ericaceae* (× 160).
Fig. 16. — *Polypodiaceae* (× 160).

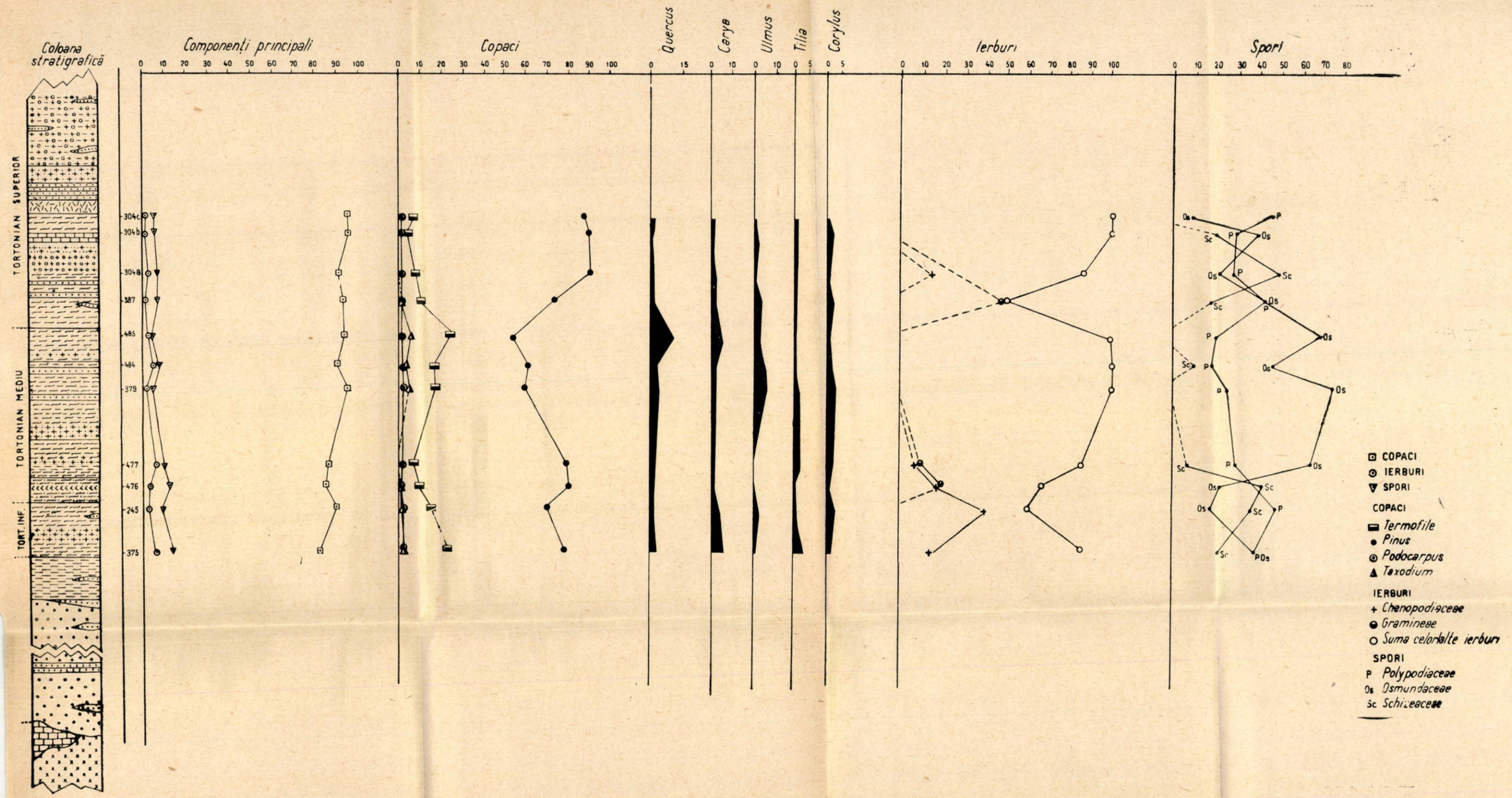
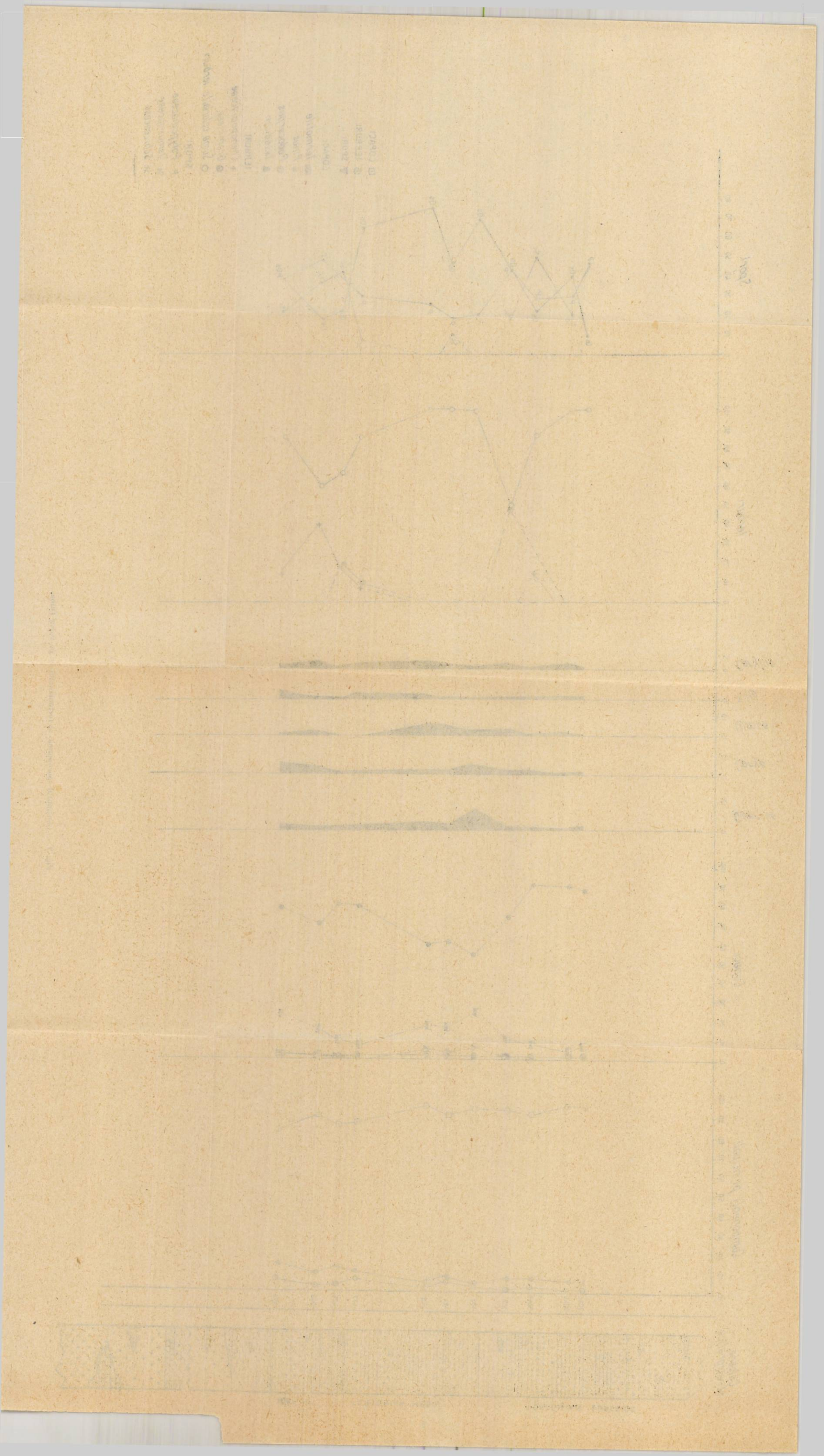


Fig. 2. — Conținutul sporopolinic al tortonianului de pe valea Duba.



O caracteristică importantă o constituie scăderea înregistrată de curba de variație a termofilelor, însoțită de o creștere procentuală a coniferelor. Dăm mai jos asociația sporopolinică întîlnită într-o probă din tortonianul superior (proba nr. 304 b):

Copaci — 95% : *Pinus* 90%, *Keteleeria* 3%, *Podocarpus* 1%, *Gynkgo* 1%, *Alnus* 1%, *Quercus* < 1%, *Ulmus* 1%, *Carpinus* < 1%, *Castanea* <1%, *Juglans* <1%, *Corylus* 2%.

Ierburi — <1% : *Ericaceae* 100% :

Spori — 5% : *Polypodiaceea* 30%, *Schizeaceae* 20%, *Spaghnum* 10%.

Privite în ansamblu, asociațiile sporopolinice din depozitele tortoniene din Bazinul Brad — Săcărîmb prezintă asemănări cu cele menționate în formațiunile tortoniene ale Precaucazului (4). Astfel, în aceste regiuni au cunoscut o largă răspîndire pădurile de conifere, în care un rol foarte important l-a jucat genul *Pinus*, și pădurile de foioase iubitoare de căldură și umezeală. De asemenea, în spectrul sporopolinic este întîlnit genul *Taxodium*, a cărui frecvență diminuează spre partea superioară a tortonianului, fapt care indică o scădere treptată a umidității. Este de menționat și prezența plantelor subtropicale și mediteraneene (*Magnolia*, *Myrtus* etc.) ceea ce indică existența unui climat foarte umed și cald.

★

Urmărind asociațiile de foraminifere și spectrele sporopolinice care se succed în coloana litologică a miocenului din Bazinul Brad — Săcărîmb constatăm următoarele :

În partea terminală a helveținului[3] și în tortonianul inferior microfaunele arată puternice influențe vestice. În tortonianul mediu și superior se produc unele schimbări legate, probabil, de mișcările stirice cele mai noi („jungststeirisch" — Tollmann, 1964), microfaunele fiind asemănătoare celor din Bazinele Ponto-Caspice. Aceste influențe dispar în partea terminală a tortonianului. Astfel, în zona cu *Uvigerina venusta liesingensis* influența Bazinelor Panonice este clară ; această zonă este echivalentă în Bazinul Dacic cu o parte din „buglovian" (respectiv cu zona S_1 (16), (17)).

Datele paleofloristice permit de asemenea să se tragă unele concluzii privind caracterele paleoclimatice din tortonian. În timpul formării depozitelor tortoniene a existat o floră abundentă, care s-a dezvoltat în condițiile unui climat cald și umed. În favoarea acestora pledează elementele mediteraneene și subtropicale, cum sînt *Magnolia*, *Myrtus* și termofilele din familia *Juglansdaceae* (*Carya*, *Pterocarya* etc.), precum și genul *Taxodium* care constituia fitocenoze de mlaștină (fig. 2).

De asemenea un argument al existenței climatului umed îl constituie și prezența ferigilor din familiile *Polypodiaceae* și *Osmundaceae*. Aceste concluzii sînt în concordanță cu datele de microfaună (este vorba de o microfaună în general neritică ce reflectă bine condițiile climatice), care indică existența unui climat asemănător celui existent azi în unele regiuni tropicale sau subtropicale.

[3] Geologii cehi (5) includ zona cu „*biosphaericus*" la carpatian.

BIBLIOGRAFIE

1. Blow H. W., *Origin and Evolution of the foraminiferal genus Orbulina d'Orbigny*, Micropal., 1956, **2**.
2. — *Age, correlation and biostratigraphy of the Upper Tocuye (San Lorenzo) and Pozon formation, eastern Falcon Venezuela*, Bull. Amer. Pal., 1959, **178**.
3. Бойцова Е. П. и Покровская И. М., *Материалы по стратиграфии континентальных олигоценовых и миоценовых отложений тургайской впадины*, Сб. статей Гос. науч.-тех. изд. лит. по геол. и охр. недр. Москва, 1954
4. Бойцова Е. П., *Атлас миоценовых спорово-пыльцевых комплексов различных районов СССР*, Гос. науч.-тех. изд. лит. по геол. и охр. недр, Москва, 1956.
5. Buday T., Cicha I. u. Seneš J., *Miozän der Westkarpaten*, G.U. „D. Stura", Bratislava, 1965.
6. Cioflica G., Istrate G., Popescu Gh. şi Udubaşa G. G., *Contribuţii la cunoaşterea vîrstei produselor vulcanice din regiunea Hărţăgani — Trestia (Munţii Metaliferi)*, St. şi cerc. geol. geofiz. geogr., Seria geologie, 1966, **11**, *1*.
7. Cita M. B., Premoli Silva I. e Rossi R., *Foraminiferi planctonici del Tortoniano tipice*, Riv. Ital. Pal., 1965, **75**, *1*.
8. Dieci D. G., *I foraminiferi di Montegibbio e Castelvetro (Apennino Modense)*, Pal. Ital., 1959, **LIV** (N. S., **XXIV**).
9. Drooger C. W., *Transatlantic correlation of the Oligocene-Miocene by means of Foraminifera*, Micropal., 1956, **2**.
10. — *Zonation of the Miocene by means of planktonic foraminifera; a review and some comments*, Symp. of micropal. of the Neogen, Berna, 1964.
11. Erdtman G., *An introduction to Pollen Analysis*, Chronica Botanica Univ. ser. of Pal. Sci., 1943, **XII**.
12. Ghiţulescu T. P. et Socolescu M., *Etude géologique et minière des Monts Métallifère (Quadrilatère aurifère et régions environnantes)*, An. Inst. geol. Rom., 1941, **XXI**.
13. Giannoti A., *Microfaune della serie tortoniana del Rio Mazzapiedi Castellania (Tortona-Alessandria)*, Riv. Ital. Pal. Str. Mem., 1953, **VI**.
14. Hornibrook de N. B., *The Orbulina bioseries in the Clifden section, New Zealand*, Symp. of micropal. of the Neogene, Berna, 1964.
15. Hottinger L., *Observation sur quelques Uvigérines du Néogène marocain*, Symp. of micropal. of the Neogene, Berna, 1964.
16. Iorgulescu Th., *Contribuţiuni la studiul micropaleontologic al miocenului superior din Muntenia de Est (Prahova şi Buzău)*, An. Com. geol., 1953, **XXXVI**.
17. — *Contribuţiuni la studiul micropaleontologic al Neogenului din Oltenia*, Bul. Inst. petrol, gaze şi geol., 1958, **IV**.
18. Kremp G. O. W., Ames H. T. a. Grebe Hilde, *Catalog of fossil spores and pollen. Tertiary Spores and Pollen*, Pal. Lab. Univ. Park. Pensylvania, 1958, **3**.
19. Olteanu Fl., *Observaţiuni asupra „Breciei Sării" cu masive de sare din regiunea miopliocenă dintre rîul Teleajen şi pîrîul Bălăneasa (cu privire specială pentru regiunea Pietraru — Buzău)*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1951, **XXXII**.
20. Papp A. u. Turnovsky K., *Die Entwicklung der Uvigerinen im Vindobon (Helvet und Torton) des Wiener Beckens*, Jahr. der Geol. Bund. Jahr., 1953, **XCVI**, *1*.
21. — *Uvigerina of the Vindobonian of the Vienna Basin*, Symp. of micropal. of the Neogene, Berna, 1964.
22. Pokrovskaia I. M., *Analyse Pollinique*, Anal. du Serv. d'Inf. Géol. du B.R.G.G.M., 1958, *24*.

23. Popescu Gr., *Observațiuni asupra „breciei sării" și a unor masive de sare din zona paleogenă-miocenă a județului Prahova*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1951, **XXXII**.
24. Popescu Gh., *Zona cu Orbulina în miocenul din nord-vestul Transilvaniei*, St. și cerc. geol., 1964, **9**, *1*.
25. Șuraru N., *Contribuții la cunoașterea microfaunei unor depozite miocene din imediata apropiere a orașului Cluj*, Studia Univ. „Babeș-Bolyai", seria a II-a, geol.-geogr., 1961, *1*.
26. Tollmann A., *Die Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen und Westkarpaten*, Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 1964, **14**.

Institutul geologic al
Comitetului de Stat al Geologiei
și
Institutul de geologie și geografie
al Academiei Republicii Socialiste România.

Primită în redacție la 14 mai 1966.

Revista „Studii și cercetări de geologie, geofizică și geografie — Seria geologie" publică lucrări cu caracter fundamental și aplicativ din domeniul stratigrafiei, paleontologiei și tectonicii, precum și din cel al mineralogiei, petrografiei și geochimiei; de asemenea, sînt incluse articole de sedimentologie și geofizică al căror conținut prezintă indicații importante în cunoașterea formațiunilor geologice.

NOTĂ CĂTRE AUTORI

Autorii sînt rugați să înainteze articolele, notele și recenziile dactilografiate la două rînduri. Tabelele vor fi dactilografiate pe pagini separate, iar diagramele, schițele și hărțile vor fi executate în tuș, pe hîrtie de calc. Tabelele și ilustrațiile vor fi numerotate cu cifre arabe. Figurile din planșe vor fi numerotate în continuarea celor din text. Se va evita repetarea acelorași date în text, tabele și grafice. Explicația figurilor va fi dactilografiată pe pagină separată. Citarea bibliografiei în text se va face în ordinea numerelor. Numele autorilor va fi precedat de inițială. Titlurile revistelor citate în bibliografie vor fi prescurtate conform uzuanțelor internaționale.

Autorii au dreptul la un număr de 50 de extrase, gratuit.

Responsabilitatea asupra conținutului articolelor revine în exclusivitate autorilor.

Corespondența privind manuscrisele, schimbul de publicații etc. se va trimite pe adresa comitetului de redacție, Calea Victoriei nr. 125, București.

ERATĂ

Pag.	rîndul	în loc de:	se va citi:
348	17 de sus	postorogene şi anorogene	tardiorogene şi postorogene
511	10 „ „	poate fi	nu poate fi

St. şi cerc. geol. geofiz. geogr. — Seria geologie t. 11 nr. 2 Bucureşti 1966

1967 APR – 6.

LUCRĂRI APĂRUTE ÎN EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

ION VELCEA, **Ţara Oaşului. Studiu de geografie fizică şi economică**, 1964, 168 p. + 4 pl., 9 lei.

ION ATANASIU, **Cutremurele de pămînt din România**, 1961, 196 p. + 17 pl., 13,70 lei (epuizat).

VALERIA MICALEVICH-VELCEA, **Masivul Bucegi. Studiu geomorfologic**, 1961, 152 p. + 18 pl., 17,80 lei.

GH. BOMBIŢĂ, **Contribuţii la corelarea eocenului epicontinental în R.P. Română**, 1963, 116 p. + 8 pl., 6,45 lei.

P. GÎŞTESCU, **Lacurile din R.P.R. — Geneză şi regim hidrologic**, 1963, 296 p. + 7 pl., 22 lei.

N. VLAICU-TĂTĂRÎM, **Stratigrafia eocenului din regiunea de la sud-vest de Cluj**, 1963, 208 p. + 24 pl., 15 lei.

T. IORGULESCU, N. I. NICULESCU şi MARIA PENEŞ, **Vîrsta unor masive de sare din R.P.R.**, 1962, 122 p. + 1 pl., 6,10 lei.

ION PREDA, **Studiul geologic al regiunii Roşia — Meziad (Munţii Pădurea Craiului)**, 1962, 112 p. + 11 pl., 8,85 lei.

AMALIA SZÓKE şi LIVIA STECLACI, **Regiunea Toroiaga — Baia Borşa. Studiu geologic, petrografic şi geochimic**, 1962, 240 p. + 25 pl., 19 lei.

VICTORIA STIOPOL, **Studiul mineralogic şi geochimic al complexului filonian din Munţii Ţibleşului**, 1962, 96 p. + 3 pl., 4,80 lei.

* * * Probleme de geografie, vol. IX, 1963, 372 p. + 17 pl., 22,30 lei.

* * * Probleme de geografie, vol. X, 1964, 312 p. + 19 pl., 21,90 lei.

* * * **Cercetări de pedologie.** Lucrările Conferinţei de pedologie, Bucureşti, septembrie 1958, 1961, 680 p. + 20 pl., 34,20 lei.

* * * Probleme de geofizică, vol. I, 1961, 276 p. + 9 pl., 13,70 lei.

* * * Probleme de geofizică, vol. II, 1963, 244 p. + 8 pl., 14,50 lei.

REVISTE PUBLICATE ÎN EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ ŞI GEOGRAFIE

- SERIA GEOLOGIE
- SERIA GEOFIZICĂ
- SERIA GEOGRAFIE

REVUE ROUMAINE DE GÉOLOGIE, GÉOPHYSIQUE ET GÉOGRAPHIE

- SÉRIE DE GÉOLOGIE
- SÉRIE DE GÉOPHYSIQUE
- SÉRIE DE GÉOGRAPHIE

ST. ŞI CERC. GEOL. GEOFIZ. GEOGR. SERIA GEOLOGIE
T. 11 NR. 2 P. 277—546 BUCUREŞTI 1966

I. P. „Informaţia" — c. 3740

43824

Lei 30.—